平成29年度数値予報 研修テキスト

「数値予報システム・ガイダンスの改良及び今後の開発計画」 (数値予報課)

> 平成 29 年 11 月 November 2017

気 象 庁 予 報 部

今年度の数値予報研修テキストでは、前半で数値解析予報システムに適用した最近の更新について説明する。第1章では今年5月に全球モデルに導入した新しい物理過程と力学過程についてその変更の概要と特性変化を述べるとともに、1月に週間予報と台風予報のアンサンブル予報システムを統合して誕生した全球アンサンブル予報システムについて紹介する。第2章では2月にメソモデルに導入した新しい物理過程と力学過程についてその変更の概要と特性変化を述べるとともに、7月に導入した新しい毎時大気解析について紹介する。第3章では、昨年9月から今年7月までに実施した観測データ利用技術の改善と新規観測データの同化について述べる。第4章では今年6月に改良した降水ガイダンスと昨年11月に改良した格子気温ガイダンス、そして今年5月に実施した着氷指数の導入と積乱雲頂高度予測の改良について述べる。後半は第5章で、来年6月に稼働する新しい数値解析予報システムについて紹介する。

本誌に記すように、この一年も数々の更新を数値解析予報システムへ適用し予報精度の向上を図ってきた。これらはいずれも現システムにおける集大成と言えるもので、次期システムへの移行を控えたこの時期に一気に結実させたものである。こうしたプログラム更新では、プログラムの動作や出力結果の評価・検証を繰り返し実施し、その効果や影響が設計意図に合致し矛盾のないことを確認した上で、予報精度はもちろんのこと、計算所要時間や計算安定性など現業運用に必須の諸性能を厳正に審査した上で実用化の是非を判断している。予報精度の評価に当たっては、様々な指標を用いて多角的に予報特性を把握するとともに、計算手順の科学的妥当性や今後に続く改善・精緻化の方向性も十分吟味し、持続的な性能向上を図れるよう努めている。このようにモデル技術開発に携わる職員一同の並々ならぬ熱意と弛みない努力が数値予報の性能向上を支えているのである。

数値予報研修テキストは今年で通算 50 号となった。予報現場で数値予報を利用する担当者に向けて、数値予報の変遷や特性の変化、利用上の留意点等を伝え続けて半世紀を迎える。今後も予報担当者に数値予報を有効に利用して頂けるよう、適切な情報発信に努めて参りたい。

^{*} 松村 崇行

数値予報システム・ガイダンスの改良及び今後の開発計画

目 次

はじめに

第1草	全球数値予報システムの改良	1
1.1	全球数値予報システムの改良の概要	
1.2	全球数値予報システムの特性の変化・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	
1.3	GSM 改良のガイダンスへの影響・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	
1.4	全球アンサンブル予報システムの導入	35
第2章	メソ数値予報システムの改良および毎時大気解析の変更	42
2.1	メソ数値予報システムの改良の概要	
2.2	メソ数値予報システムの特性の変化	
2.3	MSM ガイダンスの特性の変化 ······	
2.4	毎時大気解析の変更・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	61
第3章	観測データ利用の改良	66
3.1	全球解析における観測データの利用手法の改良及び新規利用開始	66
3.2	局地数値予報システムにおける新規観測データの利用開始及び同化手法の高度化	82
第4章	ガイダンスの改良	86
4.1	降水ガイダンスの改良	86
4.2	格子形式気温ガイダンスの改良、及び最大降雪量・天気ガイダンスの特性変化	
4.3	GSM 着氷指数の開発と GSM 積乱雲頂高度予測の改良	102
第5章		113
5.1	概要	
5.2	数值予報	
5.3	アプリケーション	
5.4	計算機(スーパーコンピュータシステム)	120
付録 A	数値予報システムおよびガイダンスの概要一覧表	124
付録 B	最近の改善のまとめ	146
付録C	プロダクトの物理量の仕様及び算出手法	148
付録 D	数値予報研修テキストで用いた表記と統計的検証に用いる代表的な指標	150

第1章 全球数値予報システムの改良

1.1 全球数値予報システムの改良の概要1

1.1.1 はじめに

全球数値予報システムは、天気予報、週間天気予報、 台風進路・強度予報での利用、メソ数値予報システム への境界値提供などをはじめ、多くの役割を担う基盤 システムである。気象庁では、その基本性能の向上を 重要な課題として継続的に開発を行っている。

全球モデル (GSM) について、水平格子間隔を 20 km に向上した 2007 年 11 月以降の更新履歴を表 1.1.1 にまとめる。GSM の各バージョンは、導入した西暦の下二桁と月を GSM の後ろに付けた名前で呼ばれている (2007 年 11 月なら GSM0711 となる)。表 1.1.1 に示したモデルの改良や、初期値を作成するための観測データ利用と全球解析 (GA) における様々な改良により、全球数値予報システムの予測精度は着実に向上を続けている。

本節では、2017年5月に更新された GSM1705²における改良点について解説する。GSM1705では、積雲・雲・放射・陸面・海面などの物理過程を中心に多くの改良がなされている。また、GSMの改良に加えてGAで用いる背景誤差も同時に更新している。その結果、GSM1705では様々な検証指標で予測精度が改善した。本節に続いて第1.2節では、統計的な精度検証を中心に日本付近の予測特性に注目してその変化を解説する。

また、GSM1705では、物理過程の改良により増加した実行時間を短縮するため、物理過程での冗長処理の削減や、キャッシュメモリの利用効率の向上など、計算の高速化も同時に行っている。現業運用では、予測精度だけでなく、定められた時間内に計算が終了することも大切であり、GSM1705はそれらの運用面での課題も改善している。

1.1.2 GSM 改良の狙い

GSM1705の開発では、GSM1603 開発時に認識されていた課題を改善することを大きな目標とした。GSM1603では、物理過程のモデル化や数値計算上の取り扱いについて不十分な点を修正・改良し、多くの検証指標で予測精度の向上を達成した(Yonehara et al. 2017)。その一方で、台風が発達しやすくなった影響で計算安定性が低下しうることや、地表面への短波入射が過剰であること、冬季の南岸低気圧の予測精度、熱帯の対流活動などに課題が残った。特に計算安定性の低下は、モデルが異常終了した場合にプロダクトが作成されなくなるおそれがあるため、現業運用される数値予報モデルにとっては大きな問題である。そのため、

表 1.1.1 GSM の変更履歴(GSM0711 以降)

4X 1.1.1	GSM の変更履歴(GSMU/11 以降)
	主な変更内容
GSM0711	水平格子間隔約 20 km、鉛直層 60
	層、モデルトップ 0.1 hPa へ仕様向
	上 (北川 2007)
GSM0801	積雲過程の改良 (気象庁予報部 2007)
GSM0808	力学過程の改良、適合ガウス格子の
	採用 (岩村 2008)
GSM1011	入出力システムの刷新による高速化
GSM1108	出力専用ジョブ統合による高速化
GSM1212	層積雲スキームの改良 (下河邉・古
	河 2012)
GSM1304	放射過程(エーロゾル気候値、水蒸
	気吸収係数)の改良
GSM1403	物理過程改良(放射・境界層・重力
	波・積雲・陸面)、鉛直層 100 層と
	モデルトップ 0.01 hPa へ仕様向上、
	および入出力システムなどの高速化
	(米原 2014)
GSM1603	物理過程改良(積雲・雲・陸面・放
	射・海面)および力学過程の高速化
	(米原 2016a)
GSM1705	物理過程改良(積雲・雲・陸面・放
	射・海面)およびその高速化、力学
	過程改良

GSM1603では発達した熱帯低気圧のみに効果を持つ 手当を、積雲スキームなどに導入する対処を行ったが、 本来は熱帯低気圧予測の表現自体が適正化されること が望ましい。また、地表面での放射収支は、陸上で地 上気温や対流活動に強く関係しているため、短波入射 の改善は最高気温予測や降水予測の精度に関わる。

このような背景のもと、台風表現の課題を改善して計算安定性を確保することを開発の最優先項目とした。また、GSM1603における改善により導入可能になった複数の改良項目を導入し、予測精度の改善を目指した。GSM1705の開発では、これまでと同様に、それぞれの開発項目ごとの実験・評価・議論に加えて、開発の途中で各項目を組み合わせた実験・評価・議論を段階的に行い、そこで把握された課題に開発者が協働して取り組み、GSM全体をブラッシュアップしていく方針を取っている(米原 2017)。また、GSMの低分解能版は、より長い予測時間も対象に含む全球アンサンブル予報システム(第1.4節)で利用されるため、気候情報課とも連携し、物理過程の開発や低分解能版での評価を進めてきた。

¹ 米原 仁

 $^{^2}$ 2017 年 5 月 25 日 00UTC 初期値の実行から運用を開始。

表 1.1.2 GSM1705 の変更内容

過程	変更内容
	再蒸発過程の陰解法化・融解過程での緩和
積雲	型方程式の採用
	降水フラックス計算手法の適正化
	再蒸発過程の陰解法化・融解過程での緩和
雲	型方程式の採用
	再蒸発過程における降水の落下速度によ
	る効果の考慮
	積雲過程からの降水による併合効果を廃
	止
	水雲粒有効半径診断方法の改良
放射	積雲上昇流域の放射雲診断スキームの導
NY31	入
	エーロゾルの化学種・粒子サイズを考慮す
	る新しい放射スキームの導入
	土壌水分初期値として用いる気候値見直
 陸面	U
132,144	パラメータの見直し(葉面積指数、植生被
	覆率、土壌特性)
	砂漠域の裸地面アルベド、気孔抵抗スキー
	ム、森林キャノピーギャップ効果導入など
	の改良・調整
	海氷密接度/海面水温の気候値更新と日別
海面	化
	海氷密接度推定法の変更
	海氷密接度解析値の完全な利用
他	成層圏メタン酸化スキームの導入
	気圧傾度力の離散化方法の見直し
	背景誤差の更新

1.1.3 各過程の改良概略

GSM1705への変更で、予測精度に影響がみられた変更内容について一覧を表 1.1.2 に示す。表のとおり、物理過程を中心に改良は多岐にわたる。以下、各過程の改良内容について、その概略を説明する。

(1) 積雲・雲過程の改良

積雲過程と雲過程についての変更内容は互いに強く 関係しており、降水の取り扱いについて同種の変更を 同時に適用しているため、ここではまとめて記述する。

再蒸発過程・融解過程の改良

GSM の雲(大規模凝結)過程では、降水の蒸発・昇華と固体降水(降雪)の融解の効果を考慮している。これらを扱う過程においては、計算安定性を担保するため、再蒸発過程 3 では気温の時間変化率に換算して $10~{
m K~dav}^{-1}$ 相当の、融解過程では同様に $20~{
m K~dav}^{-1}$

相当の上限値が設定されていた。近年の事例解析などから、この上限により冷却量を抑えてしまうことが、降雪の予測結果や、シャープな前線構造の表現などへ悪影響を与えていることが指摘されており (原ほか 2013; 原 2014)、計算安定性を確保しつつ上限を緩和することが課題となっていた 4。また、予測される台風が発達しすぎる原因の一つとして、融解や再蒸発による冷却が過小で暖気核が強まりすぎている可能性があり、優先的に取り組む必要性があった。

一方で、この上限値を緩和できない理由が予測精度の面でも存在した。GSM1403までのGSMでは、対流圏の中層・下層の低温・乾燥バイアスが大きく(米原2014)、その状況で単純に上限を取り除くと、大気が過剰に乾燥しているため降水の再蒸発も過剰になり、低温バイアスがさらに悪化した。また、融解の上限値緩和も同様に低温バイアスを拡大する5。この課題の解決は、GSM1603での改良が転機となった。積雲・雲過程の改良などにより対流圏中層・下層の低温・乾燥バイアスが大幅に改善したため、予測精度を向上させつつ再蒸発過程・融解過程を適切に扱うことが可能になった。

GSM1705ではこの改善を受けて、再蒸発過程と融解過程を精緻化した。再蒸発過程では陰解法、融解過程では融解温度を湿球温度 0°Cとする緩和型方程式を採用し、それぞれの計算安定性を向上するとともに、上限値を多くの現象で実用上ほぼ問題にならない値にまで引き上げた。また、再蒸発過程では降水の落下速度による効果を考慮した。この改良の結果、蒸発・融解が効く現象において、冷却が不十分で気温が下がらない、上空で蒸発(融解)すべき雨(雪)が進して気温が下がりすぎるといった課題が改善した。また、台風が発達しすぎる点が改善され、計算安定性が高まった。

積雲過程においても、再蒸発・融解は簡素な方式で取り扱われており、雲過程と同様な問題が存在した。積雲過程の再蒸発過程は、比湿の時間変化が飽和比湿と比湿の差と、降水フラックスの積に比例するとして単純に取り扱っていた。融解過程では、融解層が固定された厚さを持つ(気温が0°C以上になった層から下方へ厚さ300 hPa)として取り扱い、計算安定性を確保するために上限値20 K day⁻¹を適用していた。

この点を改良するために、雲過程に導入した再蒸発過程・融解過程と同等の手法を適用した。ただし、融解過程の緩和型方程式では、格子内のサブグリッド効果 6 を考慮し、湿球温度ではなく気温を用いている。

³ GSM の取り扱い上、水蒸気を凝結させ、雲水から降水へ変換し、再び蒸発させて水蒸気に戻す操作であるため、再蒸発過程と呼ばれる。

⁴ 高分解能な格子ではより小さいスケールの現象が表現され うるため、この問題は、GSMの水平・鉛直の分解能が向上 するのに合わせて深刻になっていた。

⁵ 実際、GSM1403 ベースでの試験では熱帯下層の低温バイアスが大きく悪化した。また他の要素の予測精度にも課題があり、この改良の導入は難しい状況であった。これは、低温バイアスを上限の存在がある程度打ち消していたとも言える。 ⁶ 格子内において、積雲が存在する範囲では概ね空気はよく

また、再蒸発過程においても、格子内の融解過程と同じサブグリッド効果を考慮し、相対湿度に応じて蒸発量を減らす簡便な方法を採用した。融解過程の改良により、融解層付近で冷却が強まる一方で、その下層では暖まる。結果、Johnson et al. (1999)で示されている、熱帯での浅い対流、雄大積雲、深い対流から構成される、積雲雲頂高度の3層構造がより明瞭にみられるようになり、対流活動の表現が改善した。

降水フラックス計算手法の適正化

積雲過程では、積雲に伴う降水蒸発による下降流の 生成プロセスを取り扱っている。GSM1603でのこの再 蒸発の取り扱いは、各層での蒸発量を鉛直に合算して 扱う簡素なものであった。この手法では、地上降水量 (つまり地上での降水フラックス)は適切に求められて いるが、落下途中の高度で降水フラックスが過剰に見 積もられていた。そのため、積雲の雲底以下での再蒸 発過程や、積雲過程が生成した対流性降水が雲過程内 で生成された雲水を捕捉するプロセスにおいて、過剰 な降水フラックスが用いられていた。そこで、下降流 生成に関する再蒸発について計算手法を適正化し、計 算される降水フラックスを改善した。この変更により、 積雲の雲底以下での蒸発量が減少し境界層内の低温バ イアスが改善した。この改良を適用し対流圏下層が高 温化したことも、降水の再蒸発・融解の取り扱いを精 緻化することが可能になった理由の一つである。

積雲過程からの降水による併合効果を廃止

雲過程では、降水が雲水を捕捉し降水変換が活性化されるプロセス(併合過程)において、雲過程により生成される層状性降水だけでなく、積雲過程による対流性降水も雲水を捕捉するとして取り扱っていた。一方、雲・積雲の両過程では層雲と積雲のオーバーラップは考慮しておらず、対流性降水による捕捉効果を考えるのは不整合である。しかし、この取り扱いは、熱帯中下層の低温バイアスを低減するために導入された処置であるため「(中川 2004)、予測精度を悪化させること無く廃止することが難しい状況であった。この問題も、GSM1603における低温バイアスの改善や、上述の積雲過程における降水フラックスの取り扱い精緻化によって、解決することが可能になったため、GSM1705において積雲過程からの降水による併合効果を廃止した。

(2) 放射過程の改良

水雲粒有効半径診断方法の改良

GSM1603 では水雲粒の光学特性をパラメタライズ する手法を見直したが、GSM1705 ではさらに水雲粒の

湿っていることを考慮。

有効半径を診断する手法を改良した。これまでの水雲粒の有効半径は固定値で、その値には陸上で 10.0 μm、海上で 13.0 μmを用いていた。この値は衛星観測に基づくものであり (Kawamoto et al. 2001)、航空機観測に基づくものと比べて、診断手法に含まれる誤差が原因で過大評価される傾向があった。このため、Martin et al. (1994) の航空機観測に基づく手法を簡略化したものを用いて、GSMで予測された雲水量と、陸上と海上でそれぞれ代表的な値を仮定した水雲粒数濃度から診断する手法に改良した。

積雲上昇流域の放射雲診断スキームの導入

放射過程において、積雲中の上昇流域の雲量・雲水量を考慮するため、それらを診断するスキームを新規に追加した。

現実の積雲の水平スケールは数 km 程度よりも大きく、GSM の約 20 km の格子間隔においては、積雲中の上昇流域の雲量・雲水量を放射過程で無視できない可能性が高い。しかし、GSM の積雲過程では、積雲中から排出された雲水が格子平均場に(層状性として)加えられるのみで、上昇流内の雲量・雲水量は格子平均場には反映されていない。過去、GSM1403 においては、雲過程における積雲過程に依存する比湿揺らぎ幅の調整が、積雲が存在する格子において、雲過程により求められる雲量・雲水量を増やし、積雲中の上昇流域の雲量・雲水量の存在を擬似的に補っていた。しかし、GSM1603 ではこの調整が廃止され 8、対流活動域における雲放射の課題がそのまま残された。

この課題を改善するため、GSM1705においては、積雲対流過程が用いる上昇流の質量輸送フラックス⁹を用いて積雲中の上昇流域の雲量・雲水量を診断し、放射過程で用いることにした。この手法は、経験的なパラメータを含み調整の余地が大きいため、まず観測的事実に基づき確度が高い水雲粒の有効半径診断手法の改良を適用した後で、全体として放射収支の精度が向上するようにパラメータを調整している。なお、GSMから出力されている雲水量・雲量は、現実に観測される量は電磁波との相互作用の結果であるという考えのもと、このスキームで診断された積雲中の上昇流域の雲量・雲水量を含んだものにしている。

エーロゾルの化学種・粒子サイズを考慮する新しい放射スキーム導入

大気中のエーロゾルによる放射の吸収・散乱等の効果(直接効果)は短波放射による大気の加熱量に大きな影響を持つため、その効果をより良く表現することは数値予報モデルの予測精度にとって重要である。

⁷ 併合過程に用いられる降水量が増加することにより、積雲の立つ熱帯を中心として降水変換を促進し雲水が降水に変換され大気から取り除かれる。その結果、消費された雲水を補充するために、さらに水蒸気から雲水への変換が行われ、放出される凝結熱により熱帯中下層が加熱される。

⁸ この調整は、雲過程で格子一点での強い凝結とそれに伴う 上昇流が表現されることによる計算安定性の低下、対流圏下 層の乾燥バイアス、偽の降水を生成し降水量予測精度が大幅 に悪化する要因となるなど、非常に影響が大きいものであっ た。

⁹ マスフラックスとも呼ばれる。

GSM ではエーロゾルの直接効果を考慮するために、大気全層の光学的厚さ (ATOD: Aerosol Total Optical Depth) の気候値を利用している (北川 2000; 村井 2009)。GSM1603では、単一散乱アルベドや非対称散乱因子といった ATOD 以外のエーロゾルの光学特性について、WMO (1986)に基づく季節依存性を持たない海洋型・大陸型の 2タイプのものを用いていた。しかし、この手法では場所や季節ごとに異なるエーロゾルの化学種・粒子サイズによる影響を十分に考慮できず、特に大陸型エーロゾルの吸光性が概ね弱く、砂漠域などでの対流圏下部の加熱不足の一因となっていた。

そのため、GSM1705では、化学種や粒子サイズによる、光学特性や鉛直分布の違いを考慮した新スキームを導入した (Yabu et al. 2017)。このスキームでは、化学種・粒子サイズ別のエーロゾル濃度分布を 3 次元の月別気候値 ¹⁰ で与える。本改良を GSM に導入した結果、吸光性のエーロゾルが多い低緯度から夏半球にかけて、対流圏の下層気温や高度場などの予測精度が改善した。

(3) 陸面過程の改良

GSM1603 では陸面過程の改良により、地表面付近の予測精度が大きく改善した。一方で、夏季において、中央アジアなどの乾燥域では夜間の高温バイアス、その他の陸域の多くでは多湿バイアスといった課題が残った。そのため、GSM1705 においては、土壌水分量の気候値や陸面パラメータの見直し、各種スキームの改良・調整を行い、上述のバイアスの改善を図った。

土壌水分量の気候値の見直し

GSMの陸面過程は土壌に含まれる水分量(土壌水分量)を予測しており、その初期値を必要とする。しかし、土壌に対するデータ同化(解析)を実施していないため、初期値の代替に気候値を利用している ¹¹。土壌水分量の気候値は、2001年から 2010年の 10年間の期間について、大気側からの解析値や観測値を入力して(大気強制力)、陸面モデルのみを実行(オフライン実行)して作成している。気候値の品質を高めるためには、使用する大気強制力に用いる再解析値を、観測に基づくプロダクトを用いてできるだけ補正するほうが望ましい。

GSM1603の土壌水分量気候値に用いた大気強制力は、気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55) をベースに、宇宙航空研究開発機構 (JAXA: The Japan Aerospace Exploration Agency) による、複数の衛星を利用した世界の雨分布データセット (GSMaP¹²: Global Satellite

Mapping of Precipitation) を用いて、降水量を補正したものである。しかし、この大気強制力は観測による修正が十分ではなく、作成される土壌水分量が多すぎるなどの課題があった。

そこで、GSM1705の土壌水分量気候値の作成では、GSWP3 (Global Soil Wetness Project Phase 3) ¹³ の大気強制力を用いることとした。GSWP3 大気強制力は、米国環境予測センター (NCEP: National Centers for Environmental Prediction) 20 世紀再解析 (20CR)をベースに、降水量、放射量、地上気温にそれぞれ GPCC (Global Precipitation Climatology Center)降水量 ¹⁴、SRB (Surface Radiation Budget) ¹⁵、CRU (Climatic Research Unit) 地表面気温 ¹⁶ を用いて補正したものである。

各種パラメータの見直し

陸面過程には植生や土壌に関する様々なパラメータ が含まれる。今回、葉面積指数 (LAI) や植生被覆率を 近年の観測データに基づいて作成されたものに更新し た。LAI は Terra 衛星搭載の MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer) センサから算出 された全球 LAI プロダクト (Myneni et al. 2002)、植 生被覆率は各国の研究機関 (USGS: United States Geological Survey, GLCF: Global Land Cover Facility, EarthStat) が衛星観測等から作成・公開しているデー タをそれぞれ新規に導入した¹⁷。さらに、熱伝導率など の土壌関連パラメータを算出するために必要な土壌特 性については、GSM1603から利用を開始した HWSD (Harmonized World Soil Database) 18 全球土壌特性分 布データセットのうち、30 cm よりも深い部分のデー タや土壌中の有機炭素量データを、これまで利用して いたものに加えて使用することとした。

陸面過程のその他の見直し

土壌水分量気候値やLAIなどの見直しによって潜熱フラックスが抑制され、夏季における多湿バイアスには一定の改善がみられた。また、夏季における乾燥域での夜間の高温バイアスについては、土壌中の有機炭素量による土壌熱伝導率の低下によって、地熱の過剰

発され、JAXA/EORCにより提供されたプロダクト。http://sharaku.eorc.jaxa.jp/GSMaP_crest/index_j.html

- 13 http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/GSWP3/index.html 14 NCAR (National Center for Atmospheric Research) と UCAR (University Corporation for Atmospheric Research) による全球降水プロダクト。
- ¹⁵ NAŚA (National Aeronautics and Space Administration) による地表面放射収支プロダクト。
- ¹⁶ University of East Anglia による気温プロダクト。
- ¹⁷ USGS の植生被覆率: http://landcover.usgs.gov/green_veg.php、GLCFの森林被覆率: http://glcf.umd.edu/data/treecover/、EarthStatの耕作地被覆率: http://www.earthstat.org/data-download/をそれぞれ利用している。
- ¹⁸ Food and Agriculture Organization of the United Nations による土壌情報データセット。

¹⁰ 気象研究所環境・応用気象研究部で開発されたエーロゾル 輸送モデルにより作成。

¹¹ 土壌温度と同様に、GAでの予測値を用いる手法も考えられるが、土壌水分量の予測誤差が大きい(土壌水分量に大きな影響をもつ降水量や地表面の放射量の予測誤差が大きい)ため、気候値より予測精度が劣る。

 $^{^{12}}$ JST-CREST/JAXA 降水観測サイエンスチームによって開

輸送が抑制され、改善が図られた。しかし、依然として陸域の多くで夏季において高温・多湿バイアスがみられた。このため、砂漠域の裸地面アルベドの見直し、下草による断熱効果の導入、光合成モデルに基づく気孔抵抗スキーム (Collatz et al. 1991) への変更、粗度や蒸散パラメータ調整、土壌水分移動スキームの改良、森林キャノピーギャップ効果導入などの改良や調整によって、地表面の高温・多湿バイアスを緩和した。

(4) 海面過程の改良

GSMでは、海氷密接度 (SIC: Sea Ice Concentration) や海面水温 (SST: Sea Surface Temperature) の時間変化を扱っている。SIC/SST の初期値は、解析値と気候値(解析値のない格子)から作成され、時間発展には気候値の時間変化量を用いる。GSM1603 の改良により海面過程スキームの精度が改善した結果、相対的にSIC や SST の解析値や気候値の精度がより重要となった。GSM1705では、海面過程について SIC 解析値の利用方法の改善や、SIC/SST 気候値の更新、SIC の予測手法の変更などを行った 19。

SIC/SST 気候値の日別化

SIC/SST 気候値は、GSM の予測手法において、解析 値のない格子の初期値、および時間変化を代替する役 割を果たす。GSM1603で用いていた気候値は、SICは Nomura (1998)、SST は Reynolds and Smith (1994) によるものである。これら気候値には、月別値である ため季節変化が大きい時期においてはその変化を十分 に捉えられないことや、作成年代が1990年代とやや古 く、近年の気候特性を反映していないなどの課題があっ た。このため、GSM1705では、海洋気象情報室により 整備された MGDSST 再解析 (栗原ほか 2006) および 海氷解析値データセット (Ishii et al. 2005; Matsumoto et al. 2006) を用い、過去 30 年分の平均値から 日別気 候値を作成し用いることにした。また、GSM 内での気 候値更新の時間間隔についても、これまでの月別気候 値から24時間ごとに内挿し更新する方法から、日別気 候値から 毎時間ステップごとに内挿し 更新する 方法に 高頻度化した。

SIC 推定法の変更

SICの時間発展の推定手法には、杉本ほか (2015) により提案された手法を、開水 (open water)・海氷 (sea ice) 混在格子が導入された GSM での利用に適したものに改良し導入した。具体的には、海氷面積を閾値により 0か1に丸めた SIC(以下 rSIC)から求め、推定で rSIC の出現頻度分布を用いていた点を、連続値の SIC から海氷面積を求め、連続値の SIC 気候値を推定で用いるように変更した。また、推定時の繰り返し計

算手法を解が安定する方法に修正するなどの改良も加えている。この手法は GSM1603 のものに比べて、より滑らかな時間発展を表現し、また特に季節変化が大きい時期で SIC の推定精度が良い。この改良の結果、海氷域で下層の気温予測の精度が改善した。

SIC 解析値の利用高度化

GSM の SIC の初期値には、全球海氷解析による解析 値をそのまま利用するのではなく、SSTとの整合性な どを考慮し修正したものを用いている ²⁰。これまでは その修正処理の一つとして、SST が結氷点 -1.6°C 以 下ならば SICを 1としていたが、GSM1705では SST が解析されうる海上についてこれを廃止した。この処 理は、かつて SIC 解析値を利用しておらず、SST 解析 から rSIC を判別していた時代から継続して適用され ていた処理であるが、SIC 初期値の品質を解析値から 劣化させていた。特に開水・海氷混在格子の導入によ り本来得られるべき精度向上が、この劣化により妨げ られていたことが判明したため、この SSTと結氷点に よる修正を廃止した。ただし、陸域の湖沼など SIC が 解析されない一部格子では、SST気候値から海氷の情 報を作成するためにこの処理を引き続き利用している。 この変更により、冬半球極域での下層大気の低温誤差 が海氷域を中心に緩和された。

(5) その他

成層圏メタン酸化スキームの導入

現実の成層圏の水蒸気分布は、熱帯対流圏界面付近での飽和や子午面循環、化学的過程などのプロセスにより支配されている (Kley et al. 2000)。一方、現在のGSMではこれらプロセスの表現が不十分であり、特に化学的過程については全く考慮されておらず、成層圏においては水蒸気の解析・予測値の精度は期待できない。そこで、GSM1705では Untch and Simmons (1999)による成層圏メタン酸化スキームを導入した。このスキームの導入により、成層圏の水蒸気予測の精度は大幅に改善した。一方で、放射過程においては成層圏でのモデルの比湿予測値を利用せず、観測データから作成された気候値をこれまでと同様に利用している。将来的には、比湿予測値を放射過程で利用することを目指しているが、今回は気温などの予測精度の面で利用には至らなかった。

気圧傾度力の離散化方法の見直し

力学過程では気圧傾度力の離散化方法を見直した。 GSM1603では、概ね成層圏よりも上層において、理 論的にはゼロであるはずの気圧傾度力の回転成分が、 離散化に伴う誤差によりゼロではない値をもっていた。 この誤差は高波数ノイズを生み、上層での渦度のスペ

¹⁹ これら改良については、2017 年 1 月に現業運用を開始した全球アンサンブル予報システムの予報モデル GSM1603E (第 1.4 節) において先行して導入されており、金浜 (2017) に詳しい解説がある。

²⁰ 例えば海面水温がある程度以上温かい場合、海氷は存在しないとするなど。

クトラルブロッキング ²¹ の原因となっていたため、離散化方法を見直し気圧傾度力の回転成分がゼロになるようにした。

解析システムにおける背景誤差の更新

背景誤差は、観測誤差とともに解析値を決定する重要な情報である。適切な解析値を得るためには、背景誤差は第一推定値が持つ誤差構造を代表している必要がある。そのため、モデルが更新され誤差構造が大きく変化した場合は、背景誤差も更新することが望ましい。今回、主に GSM1603 の更新に対応して、その誤差構造を反映するよう背景誤差を更新した。

1.1.4 まとめ

2017 年 5 月 25 日 00UTC 初期値から全球数値予報システムに適用された新しい GSM について、その改良の狙いと概略を示した。今回の変更では様々な点について大きく予測精度が向上している。その予測特性の変化については次節で解説する。

今回の改良内容には、熱帯域で主に寄与するものなど、日本付近以外を主な対象としたものが多く含まれている。全球の大気は全体として一つの系であり、全球数値予報システムの開発においては、日本付近のみに着目するのではなく、全球をみて問題点を改善し、その積み重ねによる全球的な予測精度向上を通じて、日本付近の改善につなげることが重要である。今後も、これまでの開発経験から得られた知見や問題意識に基づき、引き続き予測性能の向上に努めていく。

参考文献

- 岩村公太, 2008: 高解像度全球モデルの改良. 平成 20 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-6.
- 金浜貴史, 2017: 海面水温、海氷の取り扱いの変更と海 氷密接度解析値の完全利用. 平成 28 年度季節予報研 修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 70-75.
- 気象庁予報部, 2007: 全球数値予報モデル (GSM) の積 雲対流スキームの改良. 配信資料に関する技術情報 (気象編) 第 275 号.
- 北川裕人, 2000: 放射過程. 数値予報課報告・別冊第 46 号, 気象庁予報部, 16-31.
- 北川裕人, 2007: 変更の概要. 平成 19 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-4.
- 栗原幸雄, 桜井敏之, 倉賀野連, 2006: 衛星マイクロ波 放射計、衛星赤外放射計及び現場観測データを用い た全球日別海面水温解析. 測候時報, **73**, S1-S18.
- 下河邉明, 古河貴裕, 2012: 層積雲スキームの改良. 平成 24年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 92-96. 杉本裕之, 高谷祐平, 宮岡健吾, 長澤亮二, 新保明彦, 2015: 全球日別海面水温解析 (MGDSST) の利用と
- ²¹ モデルの最小スケールにエネルギーがたまること。計算安 定性上の問題となりうる。

- 海氷初期偏差を考慮した海氷域推定手法の高度化. 平成 26 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・ 海洋部, 5-20.
- 中川雅之, 2004: 積雲対流パラメタリゼーション. 数値 予報課報告・別冊第50号, 気象庁予報部, 43-50.
- 原旅人, 白山洋平, 檜垣将和, 氏家将志, 2013: 2013 年 1 月 14 日の関東大雪. 平成 25 年度数値予報研修テキ スト, 気象庁予報部, 71-89.
- 原旅人, 2014: 最近発生した顕著事例に関する検討. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 118–144.
- 村井臣哉, 2009: エーロゾル気候値の変更. 数値予報課報告・別冊第55号, 気象庁予報部, 87-90.
- 米原仁, 2014: 変更の概要. 平成 26 年度数値予報研修 テキスト, 気象庁予報部, 1-3.
- 米原仁, 2016: 全球数値予報システムの物理過程改良の 概要. 平成 28 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予 報部, 1-3.
- 米原仁, 2017: 活用例 (1)-全球モデル. 数値予報課報告・別冊第 63 号, 気象庁予報部, 29-49.
- Collatz, G. J., J. T. Ball, C. Grivet, and J. A Berry, 1991: Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration: a model that includes a laminar boundary layer. Agricultural and Forest Meteorology, 54, 107–136.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective analyses of sea-surface temperature and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the Kobe Collection. Int. J. Climatol., 25, 865–879.
- Johnson, R. H., T. M. Rickenbach, S. A. Rutledge, P. E. Ciesielski, and W. H. Schubert., 1999: Trimodal Characteristics of Tropical Convection. J. Climate, 12, 2397–2418.
- Kawamoto, K., T. Nakajima, and T. Y. Nakajima, 2001: A Global Determination of Cloud Microphysics with AVHRR Remote Sensing. J. Climate, 14, 2054–2068.
- Kley, D., J. M. Russell III, and C. Phillips, 2000: SPARC Assessment of Upper Tropospheric and Stratospheric Water Vapour. SPARC Report, No.2.
- Martin, G. M., D. W. Johnson, and A. Spice, 1994: The Measurement and Parameterization of Effective Radius of Droplets in Warm Stratocumulus Clouds. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 1823–1842.
- Matsumoto, T., M. Ishii, Y. Fukuda, and S. Hirahara, 2006: Sea ice data derived from Microwave radiometer for climate monitoring. AMS 14th Confer-

- ence on Satellite Meteorology and Oceanography., P2.21.
- Myneni, R. B., S. Hoffman, Y. Knyazikhin, J. L.
 Privette, J. Glassy, Y. Tian, Y. Wang, X. Song,
 Y. Zhang, G. R. Smith, A. Lotsch, M. Friedl, J. T.
 Morisette, P. Votava, R. R. Nemani, and S. W.
 Running, 2002: Global products of vegetation leaf
 area and fraction absorbed PAR from year one of
 MODIS data. Remote Sens. Environ., 83, 214–231.
- Nomura, A., 1998: Global sea ice concentration data set used in ERA. *ECMWF Re-Analysis Project Re*port Series, 4, 25.
- Reynolds, R. W. and T. M. Smith, 1994: Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *J. Climate*, 7, 929–948.
- Untch, A. and A. J. Simmons, 1999: Increased stratospheric resolution in the ECMWF forecasting system. *ECMWF Newsletter*, **No. 82**, 2–8.
- WMO, 1986: A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computations. World Climate Programme. WCP-112, WMO/TD No.24, 53.
- Yabu, S., T. Y. Tanaka, and N. Oshima, 2017: Development of a multi-species aerosol-radiation scheme in JMA's global model. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 4.15–4.16.
- Yonehara, H., T. Tokuhiro, R. Nagasawa, M. Ujiie, A. Shimokobe, M. Nakagawa, R. Sekiguchi, T. Kanehama, H. Sato, and K. Saitou, 2017: Upgrade of parameterization schemes in JMA's operational global NWP model. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 4.17–4.18.

1.2 全球数値予報システムの特性の変化¹

1.2.1 はじめに

第1.1 節で概観した 2017 年 5 月に実施された全球数値予報システムの改良について、導入に際し実施した試験結果に基づいて予測結果の精度および特性の変化を報告する。以下、変更後の実験の結果を TEST もしくは GSM1705 と呼び、対照実験となる変更前の実験の結果を CNTL もしくは GSM1603 と呼ぶ。

本節では、

- 台風予測(第1.2.2項)
- 総観規模からメソ α スケール程度での場の予測 (第1.2.3項)
- 降水予測(第1.2.4項)
- 地表面付近の予測(第1.2.5項)

について、検証結果とともに予測特性の変化を解説する。

1.2.2 台風予測の検証

台風予測の検証結果について説明する。GSM1705では、GSM1603と比較して、進路についての予測特性には明瞭な違いはみられなかったが、中心気圧や大きさの予測には系統的な違いがみられた。このため、進路予測については簡単に結果を示すのみに留め、中心気圧や大きさの変化を中心に解説する。また、GSMの台風中心気圧の予測特性についても、近年解説があまりなされていないことから簡単にまとめる。

以下、台風はTの後に台風番号を付けて識別する。夏期試験 2 の約4か月の期間内に存在した台風は、T1508から T1523の16個であり、456初期値のうち 359初期値で台風追跡の対象となる熱帯低気圧が存在した。期間に含まれる全ての台風予測について、気象庁の事後解析データ(ベストトラック)を参照値として検証を実施した 3 。

(1) 進路予測の統計検証

図 1.2.1 に、期間内全ての台風について平均した予測時間ごとの進路予測誤差を示す。進路予測誤差は FT=102 以降の予測で TEST のほうが小さいが、統計的に明瞭な改善シグナルとは言えない。ただし、台風番号ごとの検証結果をみると、5日目以降について改善した事例が8事例、悪化した事例が2事例であり、特定の事例のみで大きく改善したのではない。また、

 2 2015 年 6 月 20 日 00UTC から 10 月 11 日 18UTC 初期値の予測を実施。ただし、00, 06, 18UTC の初期値に対しては 84 時間予測、12UTC については 264 時間予測。

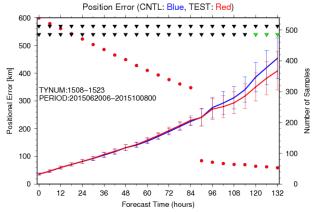


図 1.2.1 夏期試験期間に存在した 16 個の台風を予測対象とした進路予測誤差 [km] (実線、左軸)とサンプル数(丸、右軸)。赤線が TEST で青線が CNTL、線に付属したエラーバーは誤差の発生が正規分布に従うと 仮定した場合の 95%信頼区間を表す。TESTと CNTL でサンプルは揃えてあり、両者で追跡できたものだけを検証対象としている。このため、サンプル数を表す丸は TESTと CNTLで重なっている。図上部の三角は差の有意性を示すもので、上段が時間方向の相関を考慮、下段が独立仮定で計算した有意判定結果を示し、緑色は有意、黒色は有意でないことを示す。FT=84 以降を予測するのは 12UTC 初期値のみであるため、それ以降はサンプル数が少なくなっている。

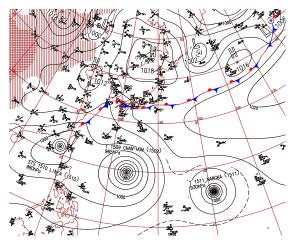


図 1.2.2 2015 年 7 月 8 日 00UTC の気象庁天気図

最終的な試験を行う前の段階で実施した複数の試験においても、共通した改善傾向はみられており、台風進路予測精度は概ね4日予測までは中立で、5日予測以降では改善した可能性があると考えている。改良項目についての別の期間を含む個別の試験結果から、雲・積雲過程の改良が5日予測での進路予測誤差の改善に寄与していることが確認されている。

位置誤差について、台風番号ごとの統計検証や、個別事例の比較から、系統的な差は確認できなかった。また、台風の位置誤差を、進行方向に沿った成分と直交する成分に分解し、転向前・転向中・転向後に期間を区別して比較した場合もほぼ同様の分布であった(図略)。

¹ 米原 仁

³ 中心気圧の参照値にベストトラックを用いることは、GSM の予測値が 20 km 四方を代表する値であることを考えると、台風の中心付近の気圧変化が急峻な場合は適切ではないかもしれない。しかし、他に信頼すべき値や確立された補正手法がないため、ここでは中心気圧についてもベストトラックを検証における正解とする。



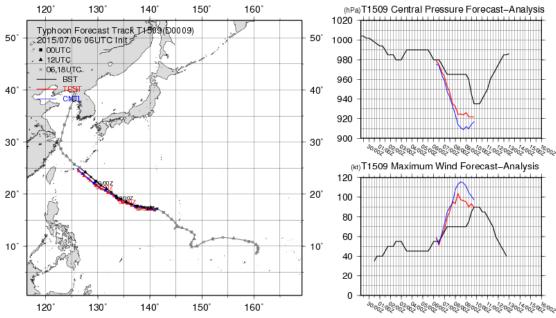


図 1.2.3 2015 年 7 月 6 日 06UTC を 初期値とする T1509 の予測の比較図。左側の図が進路予測図で、右側上段の図が予測時間に対する中心気圧 [hPa] の予測、下段が最大風速 [ノット] の予測である。各図において、赤線が TEST、青線が CNTL、黒線がベストトラックである。予測時間は FT=84 まで図示している。

(2) 事例紹介 (T1509 の中心付近の予測について)

GSM1705では、予測された台風の中心気圧や軸対称な鉛直構造についての系統的な違いがみられた。その典型例として、T1509の 2015年7月6日 06UTCを初期値とする FT=42付近の予測結果をみていく。T1509は、図 1.2.2に示すように、北西太平洋の 25°N 以南で相次いで発生し、連なって西進した 3 つの台風(西から T1510, T1509, T1511) の一つである。

7月6日06UTCを初期値とするGSM予測について、台風を比較したものが図1.2.3である。CNTLとTESTの進路予測は概ね同じであり、ベストトラックの解析値(以下BST)からは、僅かに南西にずれた進路が予測されていた。両者の進路の差は小さく、またこの海域では海面水温の水平勾配も大きくなかったため、台風位置の違いによる強度・大きさへの影響の差は無視できると考えられる。

図 1.2.3 において台風中心気圧の時間推移をみると、BSTでははじめ発達であったが、その後 FT=42では停滞している。CNTL, TESTともに、FT=36 まではほぼ同程度の中心気圧を予測しているが、その後 FT=42 にかけて TEST の方が浅くなる。FT=42 以降は両者とも停滞を予測している。FT=36, 42 についての、中心気圧および風速 30 ノット 半径の予測値を表 1.2.1 に示す。表の数値でも中心気圧の違いが確認できる。

FT=42 について、水平面的な構造を確認するため、CNTLと TEST それぞれで予測された T1509 の中心を通る東西に延びる線分上で、海面更正気圧を比較したものを図 1.2.4 に示す。図の横軸中心はそれぞれの予

表 1.2.1 2015 年 7 月 6 日 06UTC を 初期値とする 予測について T1509 の中心気圧 [hPa] と最大 30 ノット 半径 [km] の予測値。最大 30 ノット 半径は東西南北の各方向についての 30 ノット 半径のうち最大のもの。

	中心気圧		最大 30 ノット 半径	
FT	CNTL	TEST	CNTL	TEST
FT=36	932.9	935.4	243.0	243.0
FT=42	924.4	932.5	253.8	259.2

測された台風中心に合わせており、位置する場所は異なるが、横軸の目盛スケールは同一である(各点の間隔は約30km)。

図 1.2.4をみると、FT=42では CNTL の方が中心気圧を 10 hPa 弱深く予測しているが、海面更正気圧に大きな差がみられるのは直径 100 km 程度の範囲にとどまる。その範囲よりも外側に着目すると、CNTL とTEST の差は小さく、中心部とは逆に TEST の方がやや深い。気圧傾度の差から考えると、CNTLと TESTで風速の違いが大きいのは台風中心付近の狭い範囲のみと考えられるが、実際に中心部の狭い領域を除くとあまり風速の違いはみられない(図略)。また、表 1.2.1をみると、30 ノット 半径は両者で極端には変わらず、中心気圧が浅い TEST の方がわずかに半径が広がっている。

この時の中心気圧および降水量の予測を図 1.2.5 に示す。この図においても、それぞれの中心位置を図の中心に合わせている。降水分布の違いをみると、台風の中心にごく近い部分では CNTL の降水量が多く、さ

らに外側では TEST の方が降水量が多い。この初期値では、図に示した FT=42 以外でも予測時間の初期から同様の性質がみられ、降水量のピーク値は一貫してCNTL の方が多く、強雨域の面的な分布は TEST の方がやや広がっている。このような、中心付近の狭い範囲での降水の集中が緩和され、その外側で降水が増える変化は他の事例でも多くみられた。例外はあるものの、今回の変更に伴う特性の変化の一つと考えられる。

次に、台風の軸対称な鉛直構造についての違いを確認する。図 1.2.6 に FT=36 および FT=42 について、台風中心を軸として円周で平均を取った、気温アノマリー(各気圧面においての周辺の温度の平均値からの偏差) および接線風速を示す。FT=36,42とも、台風中心からおよそ 100 km より離れた地点の対流圏中層においては、TEST の方が気温が低い様子がみてとれる。これは再蒸発・融解過程による冷却量が大きくなった結果と考えられる。

FT=42 について暖気核に注目すると、TEST の大きさは CNTL に比べてどの高度でも広がっている。一方で、台風中心の上層暖気核のピーク高度が下がると同時に、そのピークの値も小さくなっている。FT=42で CNTL の中心気圧が急激に深まったことは、上層の暖気核が TEST に比べて高温化したことに対応している。また、TEST と CNTL の 30 ノット 半径に大きな差がみられないのは、地上気圧の変化が中心付近のみであったためと考えられる。

また、FT=42では、TESTの方が500 hPaより下層の気温が高く、しっかり広がった暖気核を表現していることが分かる。実況にない急発達をGSMが予測してしまう典型例として、500 hPa面でみた暖気核は明瞭には変化しないが、渦中心付近で700 hPaを中心とした中下層や、200 hPaより上層だけが大きく暖まり、比較的小さく強い渦を表現する例が知られていた。GSM1705ではこの特性が緩和されているが、依然としてそのような不自然な暖気核を予測する例もみられるため、暖気核の表現は中心気圧予測の信頼性の目安の一つになるだろう。

ここで示したのはある一つの事例についての比較であるが、GSM1705への変更に伴う台風周辺の予測特性の一般的な変化として、以下のことが挙げられる。

- 暖気核について、ピーク部分の気温が下がる一方 で大きさは拡大する。
- 対応して、中心気圧が浅くなり最大風速は弱まる ものの強風半径は変わらない(つまり同じ中心気 圧に対して考えると広がる)。
- 中心付近の一部の層だけが暖まり 急激に発達する 事例が減る。
- 中心付近での降水量は減少するが周辺域ではやや 強雨域が広がる。



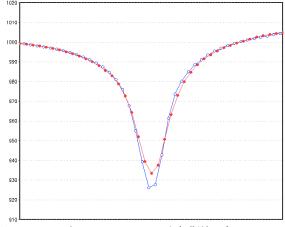


図 1.2.4 2015年7月6日06UTCを初期値とするFT=42の 予測についての、T1509についての海面更正気圧の比較図。 横軸は経度で縦軸は海面更正気圧 [hPa]。赤線がTEST、 青線がCNTLでそれぞれの台風中心位置に対して、東西 に延びる線上での海面更正気圧を、台風の中心位置を図の 中心に合わせて重ねている。縦軸の目盛間隔は10hPaで、 各点の間隔は約30km(軸の目盛は非表示)。

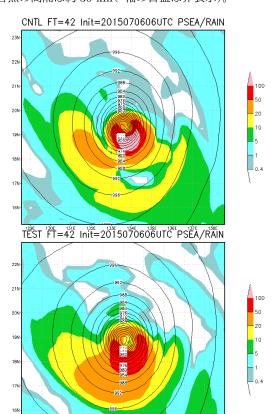


図 1.2.5 2015 年 7 月 6 日 06UTC を初期値とする FT=42 における、T1509 付近の比較図。海面更正気圧 [hPa] を黒の等値線で示し、前 3 時間降水量 [mm] を色で塗り分けている。上図が CNTL、下図が TEST の予測結果。

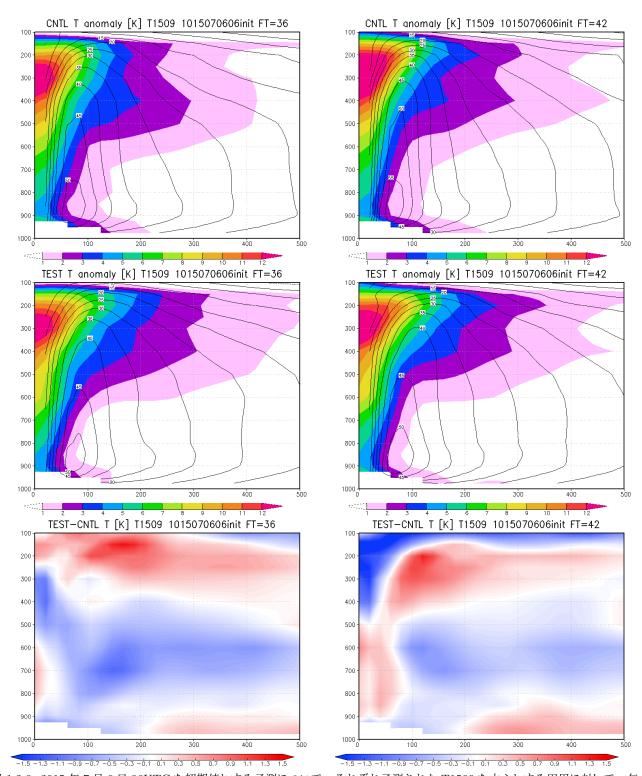


図 1.2.6 2015 年 7 月 6 日 06UTC を初期値とする予測について、それぞれ予測された T1509 を中心とする円周に対して、気温アノマリー [K](色塗) および接線風速 [m/s](黒線) を平均したものの比較図。横軸は台風中心からの動径距離 [km]。ここで気温アノマリーとは、台風の中心から半径約 800 km の範囲について各気圧面で平均した気温からの偏差である。左列は FT=36 で右列は FT=42 の結果、上段は CNTL で中段は TEST の結果で下段は気温の差分 (TEST-CNTL)。気圧面の円周上において、気圧が地表面気圧より高くなる点を一つでも持つ動径距離については、データを取り除いてある(図中の下方の空白域)。

(3) 台風強度・大きさの統計検証

台風中心気圧の予測特性の変化について、統計検証の結果を説明する。図 1.2.7 に、夏期試験期間の全台風の中心気圧予測について、横軸に BST、縦軸に GSMの予測値を取った散布図を予測時刻別に示す。図をみると、初期時刻 (FT=0) においては、点は対角線に対して非対称に分布している(この点については後述)。GSM は BST に比べて、初期値が浅い特徴が CNTLと TESTで共通しており、両者の差は小さい。一方で、予測時間が進むにつれて、TESTの方が中心気圧が浅く予測されている。FT=24から 72で、CNTLでは 920 hPaを下回る事例があるが、TEST ではそのような事例はなく発達過剰が改善されている 4。

台風中心気圧の誤差傾向をより詳しく把握するため、台風中心気圧の誤差を発達ステージ別に比較したものを図 1.2.8 に示す。CNTLと TESTを比較すると、大まかな時間発展の誤差傾向はあまり変わっておらず、停滞や衰退が十分に予測できていない点は同じである。ただし、図 1.2.7 で示した結果と同様に、深めすぎる誤差が改善していることは、発達ステージの図右下側や、停滞・衰退ステージにおいて、FT=72 の点が TEST の方が対角線に概ね近いことから分かる。

図 1.2.9 に、中心気圧予測について予測時間ごとの平均誤差 (ME: Mean Error) の比較を示す。予測時間が進むにつれて、CNTL と TEST の差が拡大している。例えば FT=72 に着目すると、CNTL はほぼバイアスが 0 であるが、TEST では 4 hPa 程度となっている。TEST では発達させすぎる事例が減り、CNTL より浅く予測する事例が増加しており、図 1.2.7 の結果と対応している。

図 1.2.9をみると、CNTL、TESTともに予測時間とともに ME が小さくなり、CNTLでは FT=66、TESTでは FT=114 以降で ME の符号が逆転する。ME の大きさだけで判断すると、FT=60まで、もともと CNTLが浅いバイアスであるのを TESTではさらに悪化させている。逆に、FT=90からは CNTLが深いバイアスであるのを改善している。個別に事例をみると、FT=60までの ME が悪化した原因は、台風のライフステージの前半において、GSM の予測が BST の急発達を捕捉せず浅く予測している場合に、TEST の予測が CNTLよりさらに浅くなったことが主因と思われる。一方で、BSTでは中心気圧が停滞、もしくは衰退した状況において、GSM の予測が停滞・衰退を予測せず発達し続けている場合には、TEST の予測は CNTLほど深まりすぎてはいないことが、FT=90 以降で ME の大きさが

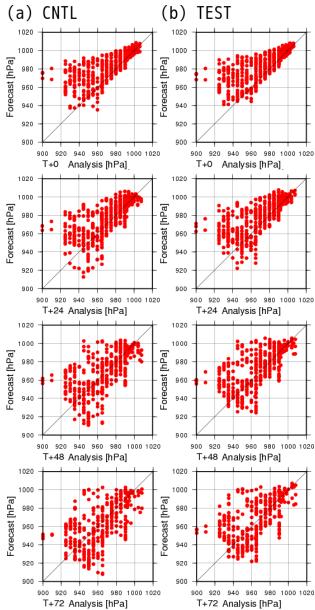


図 1.2.7 夏期試験期間の全台風の予測について、ある予測時刻の中心気圧 [hPa]を横軸がベストトラックの解析値、縦軸が予測値について散布図にしたもの。列 (a) が CNTL、列 (b) が TEST についてのもので、上段から FT=0, 24, 48, 72 についての結果。この図ではサンプルは揃えておらず、両者それぞれ台風を追跡できた事例を対象としている。

改善していることに寄与している。

ME の予測時間に対する変化自体は、CNTL, TEST ともに予測時間が進むと落ち着いてくる。このとき、CNTL では発達が過剰であるが、TEST は ME の大きさが CNTL の 3 分の 1 程度である。この結果は FT=132までのものであるが、CNTL においては予測後半(FT=132以降)において発達が過剰な事例が多くみられたが、TEST では改善している。

図 1.2.10 に、中心気圧予測について予測時間ごとの二 乗平均平方根誤差 (RMSE: Root Mean Square Error) の比較を示す。図をみると、CNTL, TEST ともに予測

⁴ 発達が抑えられた結果、TESTの計算安定性は CNTL よりも向上している。2016 年の台風第 10 号の予測について、GSM1603 では台風の発達が強く、計算安定性上の問題となりうるノイズが発生した事例がみられた。一方で、同一の初期値から GSM1705を実行した場合は計算安定性上の問題は発生しておらず、安定性の向上が確認されており、今回の改良による狙い(第 1.1.1 項)が達成されている。

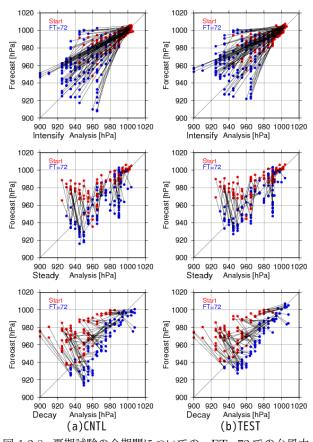


図 1.2.8 夏期試験の全期間についての、FT=72での台風中心気圧の発達傾向検証。列 (a) が CNTL、列 (b) が TESTについての結果で、台風の状態をベストトラックの中心気圧の時間推移から、発達 (Intensify)、停滞 (Steady)、衰退 (Decay) に分類し、それぞれでベストトラックの中心気圧解析値(横軸)と GSM 予測値(縦軸)の散布図を取ったもの。赤点が初期時刻の値で青点が FT=72の値であり、事例として対応するものを黒線で結んである。どのステージにおいても、対角線上に点があればベストトラックと予測値が一致していることを意味する。分類の仕様上、図中での赤点から青点の左右の動きは、発達時には左に移動、停滞時はあまり動かず、衰退時は右に移動する。赤点から青点への動きが対角線に直交する場合、中心気圧の時間変化傾向がベストトラックと予測では全く逆方向であることを意味する。

時間のはじめの方に RMSE が減少している時間が存在する。これは、誤差の標準偏差と ME の大きさが近い場合、RMSE に対する ME の寄与が大きくなるため、ME の大きさが急速に減少する(図1.2.9)とともに、RMSEも減少するためである。FT=36までは、MEが悪化したことで TEST の RMSE も悪化している。一方、以降 FT=84までは、ME の大きさが CNTL の方が小さいにもかかわらず、TEST の RMSE が小さい。FT=90 からは ME, RMSE ともに TEST の予測精度は改善している。この改善は、散布図でもみられた発達が過剰な事例が減少したことが主に寄与していると考えられる。

台風の大きさについて、予測特性の統計的な違いを 示す。図 1.2.11 に、夏期試験期間の全台風の FT=72

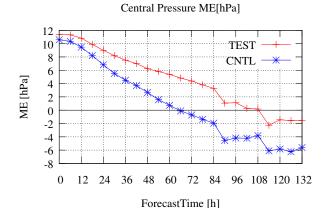


図 1.2.9 夏期試験の全期間についての、FT=132までの台 風中心気圧予測の平均誤差 [hPa]。青線が CNTL で赤線が TEST についての結果。サンプルは TEST と CNTL で揃 えてあり、両者で追跡できたものだけを検証対象としてい る。サンプル数は図 1.2.1 で示されているものになる。

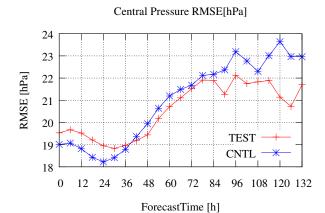


図 1.2.10 夏期試験の全期間についての、FT=132までの 台風中心気圧予測の二乗平均平方根誤差 [hPa]。青線が CNTLで赤線が TEST についての結果。サンプルの扱い は図 1.2.9と同じ。

の予測について、地上風速 30 ノット 半径について出現 数を比較したものを示す。

図をみると、30ノット半径が概ね 150 km 以下の場合については TEST の出現頻度が小さくなっており、同時に 50 km 以下の区間に含まれる強風域を持たなかった事例が増加している。事例別にみると、30ノット半径が相対的に小さい場合や、浅い台風が強風半径を持たない場合が増えている。

一方で、30 ノット 半径が 150 km よりも大きい場合については、両者の出現頻度に違いがみられない。GSM1705 への変更では、ある程度発達した台風について、中心付近の気圧表現は変わっているが、台風の大きさはあまり違わない事例が少なからずみられた。このことは、先に示した T1509 の事例からも示唆されている。

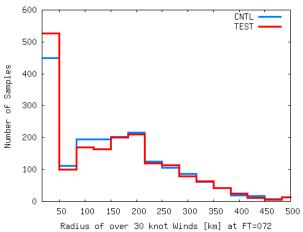


図 1.2.11 夏期試験期間の全台風の FT=72 の予測について、地上風速 30 ノット 半径 [km] について出現数を比較したもの。追跡された中心から東西南北それぞれの方向についての 30 ノット 半径を、方向の違いは無視して全て独立サンプルとして扱っている。赤線が TEST で青線が CNTL。横軸が地上風速 30 ノット 半径で縦軸が出現したサンプル数。半径 0 km から 50 km の区間には強風域を持たなかった事例も含む。500 km の区間にはここより大きかった全ての事例を含む。

(4) GSM の台風中心気圧の予測特性

GSM1705 について、ここまでの検証結果を用いて、 台風中心気圧の予測特性について解説する。

図 1.2.8 に示した散布図で TEST の誤差特性をみていく。発達ステージにおいては、GSM の予測も概ね発達を予測している。ただし、発達の程度についてはばらつきが大きく、特に BST で 930 hPaを下回るような強い発達をした事例では、GSM の予測はせいぜい950 hPa 程度にしか発達しておらず、十分には捕捉できていない。逆に、940 hPaを下回るものを予測した場合には、BSTも同程度であった場合もあるが、BSTは960 hPaを下回らず、発達させ過ぎた事例が多くみられる。このような発達が過剰な事例では、実況と比較して小さく強い渦を表現し、渦の中心に降水を集中させている場合が多い。

停滞ステージにおいては、多くの事例で停滞を予測できていない。BSTが960 hPaを下回るようなある程度発達した状況では、そもそも初期時刻の段階ですでに予測値はBSTに追随できておらず、そのままBSTに近づけるように発達してしまう場合がほとんどである。

衰退ステージでは、ある程度は衰退もしくは停滞を 予測している事例がみられるが、発達させてしまって いる事例も多い。特に、BSTで940 hPaを下回るよう な発達した状況について、GSMの予測がBSTに対し てかなり浅い初期値から始まっている場合、ほとんど の事例で強い発達を予測してしまっている。

ここで説明した気圧の値自体は、事例に強く依存すると考えられ、あくまでも目安である。しかし、

• 発達ステージでは、実況で急激に強く発達する場合に十分に捕捉できない。同時に、予測が強く発

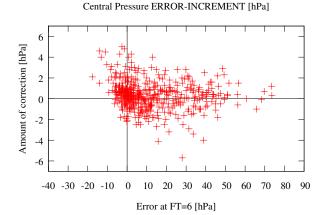


図 1.2.12 夏期試験の全期間での、TEST の FT=6 での中心気圧予測 [hPa] について、横軸に対気象庁ベストトラックの誤差を、縦軸に解析における修正量(つまり対解析値誤差の逆符号)を取った散布図。縦軸と横軸で目盛の間隔が異なる。

達する場合の空振りも多い。

- 停滞ステージでは、停滞の予測はほぼできない。
- 発達した台風について、初期値において実況より も浅く表現している場合、衰退ステージでも発達 させる場合が多い。

といった特性は言えるであろう。

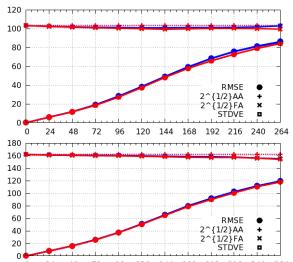
図1.2.10では、FT=0から FT=132の期間において、RMSEの値は最低でも約19hPaとなっている。またFT=84以降は誤差が飽和する傾向がみられるが、その値は最大で22hPaと最低値からあまり大きく変化していない。このことは端的にGSMの中心気圧予測の情報価値が低いことを示している。現状では、GSMにより直接予測された中心気圧やその変化傾向だけを利用して、台風の強度を判断することは難しい。また、統計検証結果において予測時間が短いほどRMSEやMEが大きいことは、ある対象時刻に対して初期時刻が新しくなるにつれて、予測精度が改善することを(確率的に)期待する、という通常の想定が成り立たないことを意味している。

GSMの台風中心気圧予測が、このような誤差特性を持つ原因は様々なものが考えられる。まず、台風のライフステージ全体に共通する課題としては、熱帯低気圧のような強風時における海面過程の定式化に不確実性が大きく、GSMにおいてもその精度は不十分である点が考えられる。また、台風のような極端な現象について、雲・積雲過程をはじめとする物理過程のパラメタリゼーション手法が十分に検証され、確立しているとは言いがたい。その他にも、停滞や衰弱の傾向を十分に予測が捉えられない点については、大気状態に応じた海面状態の時間変化プロセスが考慮されておらず、海面水温低下に伴う大気の変化を予測できない、転向のタイミングや転向後の進行速度にスローバイアスを持つため、台風が海面・大気場の影響を適切に受けていない、などが課題として挙げられる。

また、図1.2.7や図1.2.9で示したように、初期時刻 における中心気圧が BSTよりも浅い。その原因には、 GSM の予測特性として、時空間分解能の不足もあり 現 実的な急発達が表現できないことや、熱帯低気圧を発 生時に浅く表現しやすいことが挙げられる。それに加 えて、解析における修正により、実況よりも浅くなる 場合があることも理由の一つに挙げられる。図 1.2.12 に、解析値と FT=6 予測での中心気圧の表現の比較を 示す。この図は、横軸に FT=6における誤差を、縦軸に 解析値から FT=6 における予測の値を引いたもの(第 一推定値に対する修正量とみなせる)を取った散布図 である。素朴に考えると、予測誤差と修正量には負相 関を期待するため、点は第2象限(左上)と第4象限 (右下)にのみ存在するのが普通である。しかし、実際 には第1象限(右上)にもかなりの数の点が存在する。 第1象限の点は、予測値がBSTよりも浅い場合に解 析値では更に浅くなった状況が存在することを示して

全球解析 (GA) では、予報課から提供される台風情報(以下、予報課解析) に基づいて作成した典型的な台風構造(台風ボーガス)を擬似観測値として用いており⁵、解析における修正では、その台風ボーガスの影響が大きい。台風ボーガスにおける中心気圧の作成手法では、数値予報システムの計算安定性の確保や不自然な進路予測を防ぐために、観測値と第一推定値の差の絶対値が極端に大きなデータが解析に使用されないような処理がなされている (髙坂 2015; 岡垣 2010)。このため、解析において擬似観測値として使用される気圧プロファイルは予報課解析よりも浅くなりうる⁶。

したがって、予測結果を利用する観点では、中心付近で気圧傾度の大きい急峻な構造の台風については、初期時刻が新しくなった場合でも、必ずしも予報課解析に近づく方向に台風の構造が修正されるわけではない点にご留意いただきたい。台風中心気圧については、GSMの中心気圧の予測結果だけではなく、観測データを用いた実況の解析、海面水温や海洋貯熱量などの解析値、台風の発達等に関係する大気環境場の予測結果などを用いた、総合的な判断を引き続きお願いしたい。ここまで、GSMの台風中心気圧についての予測特性を示してきたが、課題が多いのが現状である。これらの問題を改善するためには、(改良が非常に困難なもの問題を改善するためには、(改良が非常に困難なもの



0 24 48 72 96 120 144 168 192 216 240 264 0 1.2.13 北半球領域での予測時間ごと(FT=264まで)の 500 hPa 高度場 (Z500)の CNTL, TEST それぞれの解析値に対する RMSE の比較。検証領域は 20°-90°N。上図は夏期試験、下図は冬期試験の結果であり、青線が CNTL、赤線が TEST である。図の下部に丸および四角で示しているものが RMSE と誤差の標準偏差で、上部に十字(点線)とバツ(実線)で示してあるのが解析活動度と予報活動度である。ただし、標準偏差は RMSEと重なっている。

ばかりであるが)今後の開発として、台風の発生初期の表現性能や、急発達時の予測精度、停滞・衰弱の表現、進路予測のスローバイアスなどに着目して、各種物理過程や海面の時間発展の考慮、予測と解析の分解能を近づける、などの改良に取り組む必要があるだろう 7。

1.2.3 スケールの大きな(総観規模からメソ α スケール程度)場の予測

日本付近での、総観規模からメソ α スケール程度の予測について、その精度や注意すべき特性の変化について解説する。GSM1705 での改良による、これらスケールの大きな場の予測の変化は、総じてGSM1603における変化と比べると小さく、誤差特性が反転するなどの利用上重大な注意を必要とする変化はあまりない。今回、GSMを境界値として利用するメソモデルの予測精度は、GSM1705 への変更の影響をあまり受けなかったが 8 、GSMの予測特性の変化が穏やかであることがこの点からも確認できる。

(1) 北半球領域の予測精度

日本付近の予測精度の変化を確認する前に、北半球 領域 (20°-90°N) での予測時間ごとの予測精度を簡単に 確認しておく。図 1.2.13 に、500 hPa 高度場 (Z500) に ついて解析値を参照値とした RMSE の比較を示す。夏 期・冬期とも、TEST はどの予測時間でも概ね CNTL

⁵ 台風は主に亜熱帯海上に存在し厚い雲に覆われているため、 周辺には解析で利用可能な観測が少なく、台風構造を修正す るためには情報が十分でない場合が多い。

⁶ GAの水平格子間隔は約55kmであり、現実大気の台風中心付近の気圧分布の急峻な構造を表現できないことが多いため、予報課解析の値を観測値としてそのまま用いることが必ずしも良いわけではない。第一推定値の中心気圧がBSTと比較して浅い場合でも、さらに中心気圧を浅くする修正を加えることは、現状では数値予報システムの安定運用や解析の分解能で表現できない不自然な台風構造を解析しないために必要である。

⁷ 他の現業予報センターにおいても、熱帯低気圧の中心気 圧予測の改善・検証は精力的に取り組まれている。例えば Heming (2016)など。

⁸ 原 (2016)では GSM1403から GSM1603への変更による、 メソ数値予報システムへの影響が報告されている。

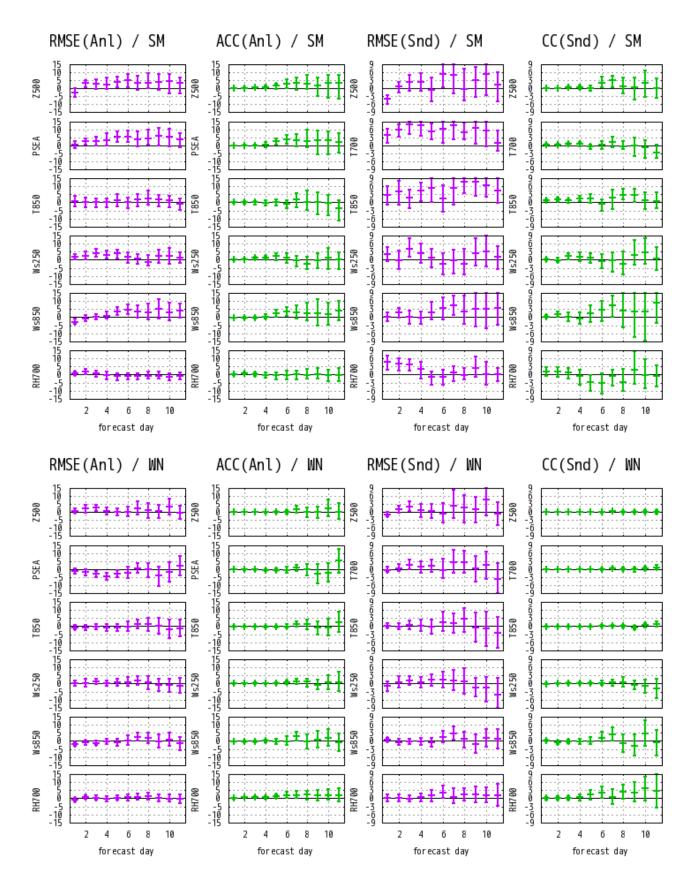


図 1.2.14 日本付近の予測時間ごと(FT=264まで)の予測精度の比較。検証領域は 110° - 150° E, 20° - 50° N の領域である。紫線が RMSE についての改善率 ((CNTL-TEST)/CNTL) で緑線が ACC または CC の差 (TEST-CNTL) であるため、それぞれのグラフにおいて中央より 上側に線があれば改善を意味する。目盛の単位は RMSE 改善率が%で、ACC と CC の差分は 100分の 1 である。図の上半分は夏期試験の結果 (SM) で、下半分は冬期試験の結果 (WN) である。図の左側 (Anl) は CNTL, TEST それぞれの解析値を参照値とし、図の右側 (Snd) は両方の試験で解析に利用されたラジオゾンデ観測値を参照値として用いている。対解析は 500 hPa 高度 (Z500)、海面更正気圧 (Z500)、850 hPa 気温 (Z500)、250 hPa 風速 (Z500)、850 hPa 風速 (Z500) 、850 hPa 風速 (Z500) 、700 hPa 相対湿度 (Z500) を対象とし、対ラジオゾンデではそのうち Z0 段目の Z5000代わりに Z5000 hPa 気温 (Z5000) が対象となっている。エラーバーはブートストラップ法による Z5000 が対象となっている。エラーバーはブートストラップ法による Z5000 を Z5000 に Z50

と比べて中立から改善となっている。この改善傾向は、250 hPa 東西風、850 hPa の気温 (T850)、海面更正気圧 (PSEA)など他の代表的な要素でも同様であり(図略)、北半球の中高緯度では標準的なスコアは概ね改善している。改善の要因であるが、多くの変更点が改善に寄与した結果総合的に予測精度が向上している。

(2) 日本付近の統計的予測精度の変化

日本付近(この項では 110° – 150° E, 20° – 50° N の範囲とする) の統計的な予測精度について FT=264まで比較したものを図 1.2.14に示す。参照値としてはそれぞれの解析値またはラジオゾンデの観測を用いている。対解析値検証では RMSE 改善率とアノマリー相関係数 (ACC) の TEST と CNTL の差、対ゾンデ検証では RMSE 改善率と相関係数 (CC) の TEST と CNTL の差を指標としている。

図に示したように、夏期では、予測時間や要素によって違いがあるものの、概ね改善傾向である。一方で、冬期に関しては夏期に比べて差が小さく、概ね小さな改善から中立となっている。

Z500 の予測精度は、夏期では FT=24 を除いて RMSE, ACC ともに概ね改善しており、冬期に関して も改善幅は小さいものの同傾向である。

PSEA は夏期では概ね改善、冬期ではやや改悪であった。夏期の改善は台風中心気圧が浅く予測されるようになり、解析値では BST よりも浅い台風が解析されやすいため、誤差が小さくなりやすいことの影響が大きい。冬期では、大陸の 45°N 付近で地表面付近の低温バイアスが拡大し、PSEA が高くなる誤差が大きくなったことが原因である。

T850 は夏期で改善、冬期では中立である。夏期は対解析と対ラジオゾンデで改善幅が大きく異なるが、これは検証に含まれている領域の違いが原因である。対解析では 25°N 付近の海上で、低温バイアスの拡大にともない RMSE が大きくなる領域があり、その付近の海上を検証に含むかどうかにより 結果が大きく異なる。700 hPa 気温 (T700) は夏期・冬期ともに改善し、特に夏期の改善幅は大きい。

250 hPa 風速 (Ws250) については、夏期では概ね改善傾向で、冬期は中立である。ただし、冬期の ME をみると期間平均された強風軸の北西部分にあたる東シナ海から黄海付近でやや西風が遅いバイアスが拡大している。850 hPa の風速 (Ws850) も夏期では概ね改善傾向で、冬期は中立である。上層風とは異なり、予測時間が進むにつれて夏期の改善幅は大きくなっている。この改善は空間分布にはあまり特徴を持たない。

700 hPa の相対湿度 (RH700) は、夏期については 対ラジオゾンデでは予測時間の前半で改善、FT=120, 144 付近では改悪となっている。冬期では改善幅は小 さいが予測時間の後半を中心に改善傾向である。夏期 に悪化する時間帯がある原因は分かっていないが、悪 化は大陸の 40°N 付近でみられている。

(3) 日本付近の夏期の予測精度

図 1.2.14 は大陸も含むやや広い領域での検証結果であった。次は、より狭い領域、短い予測時間について、夏期と冬期別に予測精度の変化を確認していく。日本のラジオゾンデ観測のみを用いた、気温、比湿、風のME および RMSE の夏期試験の検証期間についての、FT=72までの検証結果を図 1.2.15 に示す。

気温の検証結果をみると、700 hPa や 850 hPa などで、ME の高温バイアスが予測時間が進むにつれて拡大する傾向の改善が顕著である。CNTLでは雲・積雲過程において再蒸発による冷却が適切に表現されておらず、予測時間が進むと誤差が高温方向に拡大していたが、TESTではそのプロセスの取り扱いを精緻化したことにより改善している。CNTLでは ME の符号が負から正へ予測時間とともに変化しているため、ME の大きさや RMSE では一貫した改善には繋がっていないが、FT=48 以降では概ね改善している。一方で、400 hPa 付近や境界層内についてはバイアスがやや悪化している。

比湿についてみると、700 hPaより上層の乾燥バイアスおよび、境界層内の湿潤バイアスが予測時間とともに拡大する傾向が改善している。自由大気中の改善には禁・積雲過程の改良が、境界層内の改善には陸面過程と放射過程の改良が大きく寄与している。境界層内では、陸面過程において多湿バイアス軽減を目指した各種改良が行われたことや、地表面へ入射する短波放射量が過剰であるバイアス⁹の改善の影響が大きい。また、RMSEをみると予測時間によらず全層で全面的に改善しており、系統誤差だけでなく日々の変動を含めて水蒸気場の予測精度が改善している。

風の結果をみると、ME にはあまり 特筆すべき変化 はないが、境界層内で東西風のバイアスがやや拡大している。一方で、RMSE は全層にわたって改善傾向である

次に、対解析検証の結果について面的にみていく。図 1.2.16 に、夏期試験の検証期間における、12UTC 初期 値の FT=48 予測についての誤差分布図を示す。

Z500についてみると、北海道から本州を中心に高度場が高いバイアスが改善し、RMSEの改善もみられる。事例別にみると、トラフや切離低気圧が浅い誤差が改善したことが ME の改善に寄与している。その裏返しではあるが、CNTLではあまりみられなかった、トラフが深すぎた予測の頻度が、TEST はやや増加している。これら改善には複数の改良の効果が寄与しており、そのメカニズムは明確にはなっていない。一方で南の海上では対流圏中下層が低温化したことにより、Z500が低いバイアスが拡大している。

 $^{^{9}}$ エネルギーが潜熱に分配され、地表面からの潜熱が過剰になる。

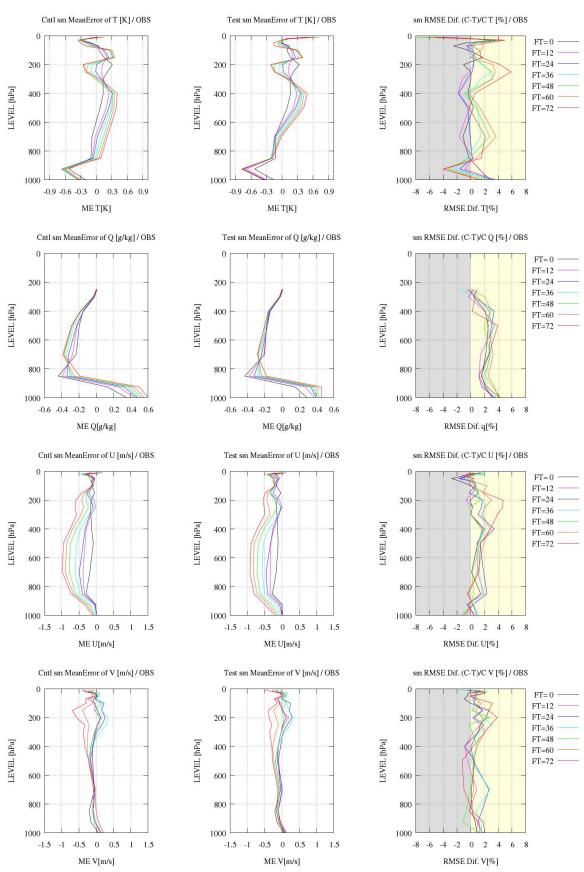


図 1.2.15 夏期試験の検証期間(7,8,9月)における、日本国内のラジオゾンデによる高層気象観測値を参照値とした ME および RMSE の改善率 ((CNTL-TEST)/CNTL) の鉛直プロファイル。FT=0 から FT=72までの 12 時間ごとの結果を、それぞれ色別に実線で示している。予測の初期時刻には 00UTC および 12UTC を用いている。段は要素の違いであり、上から気温 [K]、比湿 [g kg $^-$ 1]、東西風速 [m/s]、南北風速 [m/s] についてのもので、左列が CNTL の ME、中列が TEST の ME、右列が RMSE の改善率である。Q の上層については観測データがないため示していない。

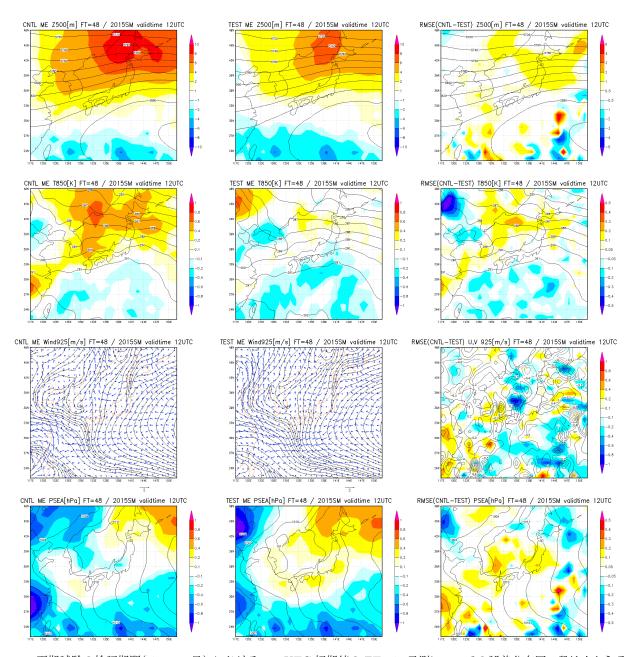


図 1.2.16 夏期試験の検証期間(7,8,9月) における、12UTC 初期値の FT=48 予測についての誤差分布図。段は上からそれぞれ Z500 [m], T850 [K], Ws925 [m/s], PSEA [hPa] についての結果。左列が CNTL の ME(コンターは CNTL の期間 平均場)、中列が TEST の ME(コンターは TEST の期間平均場)、右列が RMSE の CNTL—TEST である。ただし、ME の図のうち Ws925 では、ME をベクトルで期間平均場を流線で示している。RMSE の図は暖色系が改善を意味し、Z500, T850, PSEA のコンターは CNTL のものである。Ws925 については色で東西風 [m/s]、コンターで南北風 [m/s] についての結果を示している。

T850 では日本海側や北海道を中心にみられた大き な高温バイアスが解消した。北日本では RMSE の改善 もみられる。この改善には陸面過程や放射過程の改良 が大きく寄与している。個別の事例をみると、大陸や 本州の標高が高い地点でみられた高温バイアスを持つ 領域から広がっていた誤差が、大きく改善したことが ME の減少に繋がっている。その一方で、拡大幅は小 さいが南の海上では低温バイアスが拡大し、RMSEも やや悪化している。雲・積雲過程で再蒸発による冷却 が適正に表現されるようになったことや、本州の陸上 で地表面の高温バイアスが改善し流れてくる空気が低 温化したことで、結果としてこれまで打ち消されてい た低温バイアスが拡大する原因となった。近年改善が 進んでいるものの、熱帯対流活動域における中下層の 低温バイアス解消は依然として GSM の重要な課題の 一つである。

Ws925についてはあまり明瞭な変化はみられないが、日本の南海上において西向きの誤差がやや拡大している。これは 500 hPa 面において南に行くほど低高度になるバイアスが拡大し、高気圧の縁辺流が西向き成分を持ちやすくなったことと関連している。一方で RMSE の変化は細かい構造を持っているが、これは風速の大きくなりやすい台風事例からの寄与が大きいためだと考えられる。

PSEA は北海道やその周辺で高圧バイアスが拡大しており、RMSE の悪化もみられる。原因はよく分かっていないが、個別に事例をみると擾乱がこの周辺を通過していくときに、その北側で気圧が高い誤差をもつ場合、誤差が大きくなった事例が複数みられた。RMSEの図をみると、日本の南海上や日本海で細かい構造を持っているが、これは個別の台風の影響が強い。

TESTの結果について、夏期の対流圏のバイアス傾向をまとめる。境界層内では低温・湿潤バイアス、対流圏上層は高温バイアスであり、圏界面付近では低温バイアスを持つ。また、自由大気内では乾燥バイアスである。これら気温と比湿の誤差は緯度が低い対流活動が活発な領域ほど大きい。風は概ね西風が遅いバイアスで、対流圏中層が最も大きいが、対流圏上層では南北風のバイアスも大きくなっている。

(4) 日本付近の冬期の予測精度

冬期試験の検証期間における、日本のラジオゾンデ観測のみを用いた気温、比湿、風の ME および RMSE の FT=72までの検証結果を図 1.2.17に、12UTC 初期値の FT=48 予測についての解析値に対する誤差分布図を図 1.2.18 にそれぞれ示す。

図 1.2.17をみると、冬期の結果は夏期に比べて変化が小さく、ME に関しては要素によらず誤差の特性に違いは概ねみられない。RMSE では、境界層内の気温および対流圏中層の比湿が改善、その他の要素・高度では概ね中立からやや改善である。境界層内の気温は、

地点別にみると太平洋側を中心に改善している。

図 1.2.18 の Z500 についてみると、黄海から西日本、日本海において高度場が高いバイアスが改善しており、RMSEでも改善がみられる。個別には、相対的に改善幅の大きい事例として、トラフが深まりながら進行しているときに、トラフが浅い誤差が改善している例が幾つかみられた(一例を図 1.2.19 に示す)。一方で、MEの減少への寄与は小さいと思われるが、リッジの張り出しが弱い場合も若干増加している。ただし、全事例を通して誤差の大きなパターンには変化はなく、トラフが浅い、位相の進行や深まりが遅れるといった誤差特性は変わっていない。

500 hPa の気温 (T500) については、日本の南から東の海上にかけて低温バイアスの拡大がみられる。この領域では、観測点数は少ないが、父島や南大東島の対ラジオゾンデ誤差でも低温バイアスが拡大していた。事例別には 500 hPa でリッジ、地上高気圧の縁辺で低温誤差を持つ場合に、誤差の大きさが TEST の方が拡大している例がみられ、それらの事例では周辺で南寄りの中上層風が弱い傾向がみられた。

T850 についても、日本の南から東の海上にかけて低温バイアスの拡大がみられる。これは、個別事例で低温誤差が悪化したというわけではなく、寒冷前線付近での誤差の高温傾向が TEST では改善しており、他の事例での低温誤差の打ち消しが減った結果である。CNTLでは、寒冷前線帯の水平傾度が解析に比べてやや弱く広がって表現され、高温バイアスを持つことが多かったが、TESTではこれが改善されている。これは、GSM1705で再蒸発による冷却の表現が改善されたためと考えられる。TESTでは、前線帯を挟む上昇流と下降流の対や降雨域がシャープに表現される事例が増えている。

PSEAの ME にはあまり変化がなく、個別の事例でも太平洋側沿岸付近を東進していく低気圧については気圧が浅い、そもそも擾乱が表現されないなどの誤差が、CNTLと同様にみられる。一方で、RMSEでは改善幅は小さいものの改善した。

TESTの結果について、冬期の対流圏のバイアス傾向をまとめる。境界層内では低温・湿潤バイアス、対流圏下層・上層は低温バイアス、自由大気は乾燥バイアスを持つ。下層気温の誤差は関東の南から東の海上で最も大きい。風は概ね西風が遅いバイアスで、対流圏上層から圏界面付近が最も大きく、日本上空の強風領域では風速が弱い。

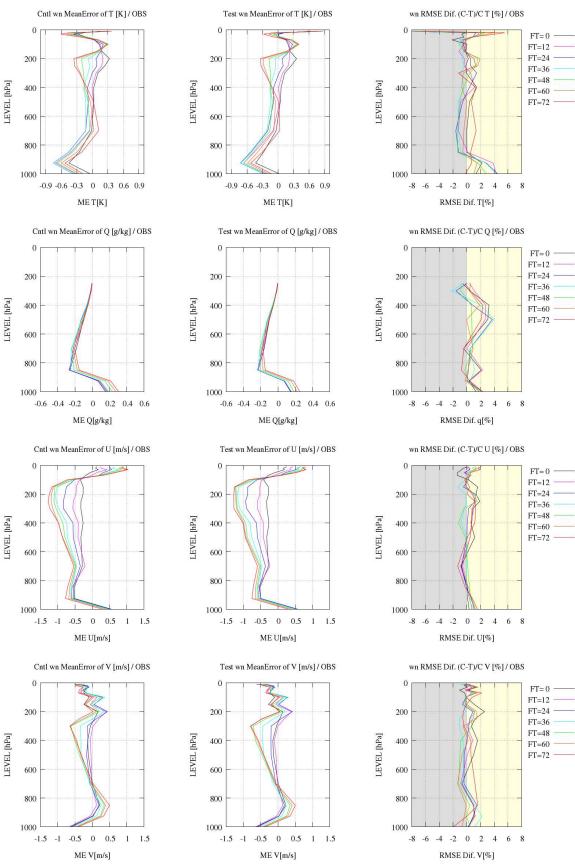


図 1.2.17 冬期試験の検証期間(12,1,2月)における検証結果。図の内容は図 1.2.15と同様。

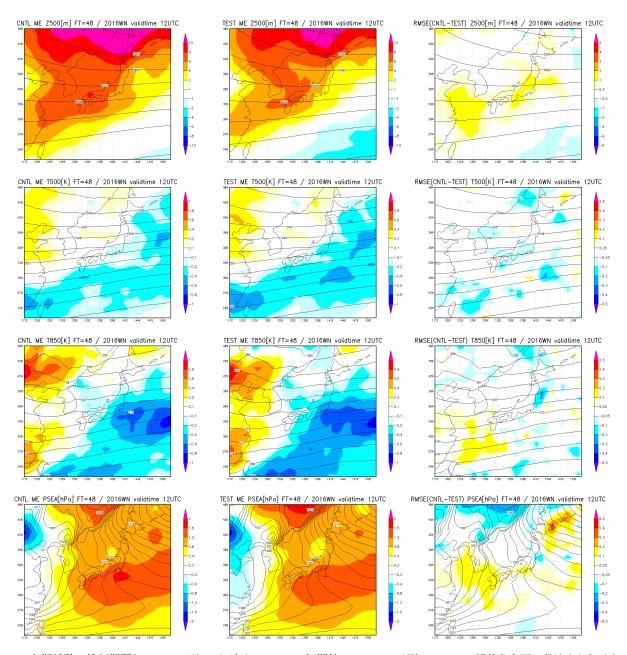


図 1.2.18 冬期試験の検証期間(12,1,2月) における、12UTC 初期値の FT=48 予測についての誤差分布図。段は上からそれ ぞれ Z500 [m]、500 hPa の気温 (T500) [K]、T850 [K]、PSEA [hPa] についての結果。左列が CNTL の ME、中列が TEST の ME、右列が RMSE の CNTL-TEST であり、RMSE の図は暖色系が改善を意味する。コンターはそれぞれの期間平均 場を示している(RMSE については CNTL のもの)。

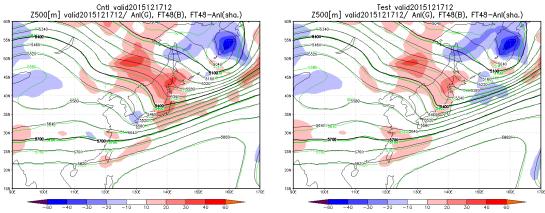


図 1.2.19 2015 年 12 月 15 日 12UTC を初期時刻とする FT=48 の Z500 [m] 予測の比較。緑線が解析値、黒線が予測値、色でその誤差(予測値 — 解析値)を表示しており、左が CNTL で右が TEST の結果である。日本上空の 5400 m 付近のトラフを議論の対象にしている。

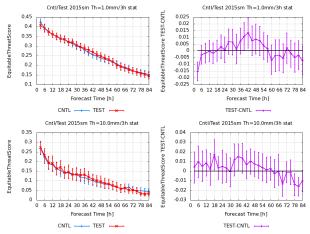


図 1.2.20 夏期試験の検証期間(7,8,9月)についての、予測時間ごとのエクイタブルスレットスコアの比較。予測時間は FT=84までのもの。左列の赤が TESTで青が CNTL、右列の紫は TESTと CNTL の差分 (TEST-CNTL)を表す。上段が降水量の閾値 1 mm/3h、下段が 10 mm/3h。エラーバーはブートストラップ法による 95%信頼区間を表す。検証は解析雨量を用いて陸上のみで行っている。

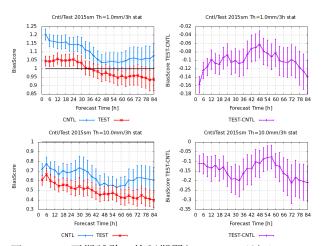


図 1.2.21 夏期試験の検証期間(7,8,9月)についての、予測時間ごとのバイアススコアの比較。左列の赤がTESTで青がCNTL、右列の紫はTESTとCNTLの差分(TEST-CNTL)を表す。上段が降水量の閾値1 mm/3h、下段が10 mm/3h。エラーバーはブートストラップ法による95%信頼区間を表す。検証は解析雨量を用いて陸上のみで行っている。

1.2.4 降水予測

この項では、解析雨量やアメダスの雨量を参照値として、TESTでの降水予測特性の変化について説明する。

(1) 夏期の降水予測

夏期の降水予測について、統計検証の結果から変化の傾向を解説する。図 1.2.20 に、夏期試験の検証期間(7,8,9月)について、予測時間ごとのエクイタブルスレットスコア(ETS)を比較したものを示す。降水量の閾値 1 mm/3h および 10 mm/3h ともにどの予測時間でも概ね中立からやや改善であり、差は小さい。

一方で、バイアススコア (BI) には CNTLと TEST

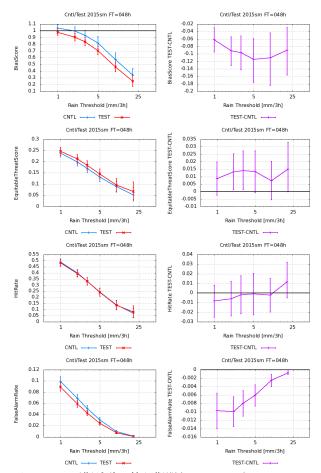


図 1.2.22 夏期試験の検証期間(7,8,9月)についての、FT=48における降水量の閾値ごとの各スコアの比較。対象スコアは上の段から BI、ETS、捕捉率、誤検出率。左列の赤が TESTで青が CNTL、右列の紫は TESTと CNTLの差分 (TEST-CNTL)を表す。横軸の閾値は対数で表示している。エラーバーはブートストラップ法による 95%信頼区間を表す。検証は解析雨量を用いて陸上のみで行っている。

で傾向の違いがみられた。図 1.2.21 に、夏期試験の検証期間についての予測時間ごとの BI を示す。図をみると、両閾値ともに TEST では BI が減少している。閾値 1 mm/3h では CNTL では FT=84 まで降水頻度過剰であるのに対し、TEST では FT=30 まで過剰で、FT=42 付近から過少傾向に変化している。どの予測時間でも BI は TEST の方が 1 に近いか同程度の距離である。BI が 1 に近づきつつ、減少すると同時に ETS では中立以上が保たれており、夏期の弱い降水についての予測性能は概ね改善と言える。一方で閾値 10 mm/3hでは CNTL の頻度過少が TEST では更に拡大しており、強めの降水について BI は悪化している。

図 1.2.22 に、FT=48 において、BI、ETS、捕捉率、誤検出率の各スコアを降水量の閾値ごとに比較したものを示す。BI は、閾値 1~mm/3h や 10~mm/3h と同様に、どの閾値でも減少しており、TEST では降水頻度自体が減少していることが分かる。今回の変更により

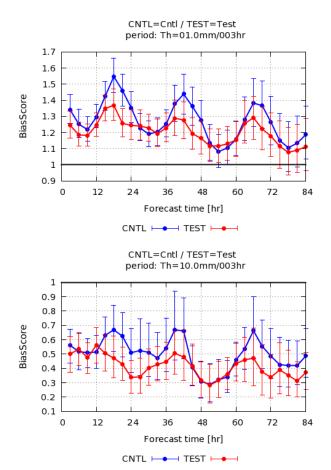


図 1.2.23 夏期試験の検証期間(7,8,9月)についての、予測時間ごとのバイアススコアの比較。赤線が TEST で青線が CNTL の結果。上段が降水量の閾値 1 mm/3h、下段が 10 mm/3h であり、エラーバーはブートストラップ法による 95%信頼区間を表す。検証はアメダス雨量を用いて行っている。予測は 12UTC 初期値に限る。

雲・積雲過程による再蒸発量が増加する場合が増え、地上に届く降水が減少した結果である。図 1.2.15 で示したように、GSM の日本周辺の自由大気は乾燥バイアスを持っており、近年改善が進みつつあるとはいえこの問題は大きい。乾燥バイアスのもとでは、水蒸気の凝結量が過少に求められるとともに、現実と比較して過剰に降水を蒸発させている可能性があり、BI でみられる降水頻度の過少の原因の一つと考えられる。

事例別にみると、再蒸発を適正に扱うことにより、中下層が乾燥していても地上降水域が広がってしまうなどの不自然な降水分布の出現が減っている。また、寒冷前線に伴う降水域が前線帯に沿ってやや狭い、擾乱の進行前面の降水域の広がりが弱い、などの特徴がみられた。同時に、放射過程や陸面過程の改良により日中の地表面高温バイアスが改善しており、日中の過剰な降水域の出現頻度も減少している。これらの改良の効果は、図で弱い雨を中心に誤検出が減少していることからも確認できる。一方で、一部降水域が狭くなったことにより、実況の降水を捕捉できなくなった事例も

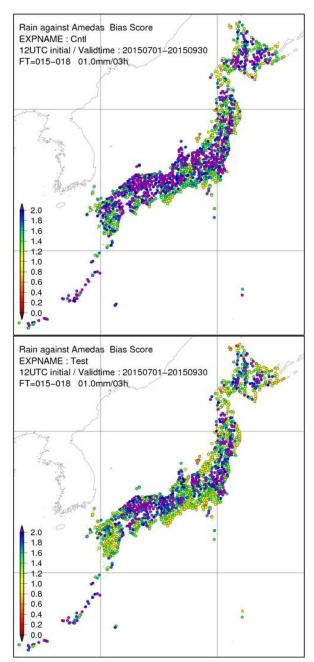


図 1.2.24 夏期試験の検証期間(7,8,9月)についての、FT=18における、前3時間積算降水量についてのBIの比較。アメダス雨量観測値を用いて地点ごと検証を行っており、上段がCNTLで下段がTESTの結果。降水量の閾値は1mm/3hである。カラーバーの中央値(黄色)の値が1であり、暖色系が降水頻度過少、寒色系が降水頻度過剰を表している。予測は12UTC初期値に限る。

みられ、その影響で捕捉率はやや減少している。ただし、その下げ幅は誤検出の減少に比べて小さく、ETSでは予測精度は改善傾向である。

降水予測の日変化がどう変わったのかを確認するために、検証に使う予測値の初期値を 12UTC のものだけに絞った検証結果を図 1.2.23 に示す。この検証ではアメダス雨量を用いている。

図の閾値 1 mm/3h の結果をみると、CNTL, TEST

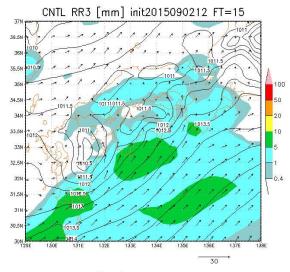
ともに夜間にかけて BI が小さく、日中にかけて BI が大きくなり 昼過ぎに極大値を取る日変化をしていることが分かる。夜間に関しては CNTLと TEST の差は小さいものの、日中にかけては TEST の BI が大きく減少して 1 に近づいている。一方で、閾値 10 mm/3hでは CNTLと TEST の違いの時刻依存性は明瞭ではなく、BI の日変化も特に TEST では不明瞭である。大きなスケールの場について、CNTLと TEST の予測結果が大きく乖離していない事例を確認すると、降水域の位置には大きな変化がないが、弱い雨を表現する領域は TEST の方が狭いことが多い。特に不安定性降水については実況に無い降水を、予測で表現してしまう例が減少している。

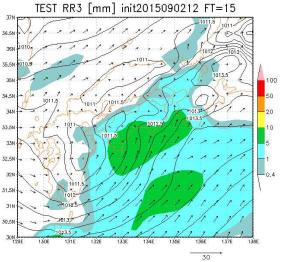
図 1.2.24に、FT=18における閾値 1 mm/3hに対する BI(12JST から 15JST 間の雨量に対するもの)を各アメダス地点で比較したものを示す。CNTLでは西日本を中心に内陸部で BIが 2を超えており、降水頻度が過剰である。また、全国的にみてもほとんどの地点で降水頻度過剰となっている。一方、TESTでは BIが大幅に低下しており、降水頻度が適正値に近づいている。ただし、TESTでも依然内陸部を中心に BIが 2を超える領域がみられ、特に中国地方の瀬戸内側では広範囲に広がっている。一方で、太平洋側を中心に BIが 1に近く頻度が適正な領域がみられるようになっている。

日中の降水予測が CNTLと TEST で異なる事例と して、図 1.2.25 に、2015 年 9 月 2 日 12UTC を 初期値 とする FT=15についての比較を示す。この時、西日本 の太平洋沿岸には停滞前線がのびており、太平洋側を 中心に降水があった。図の降水域を比べると、CNTL では中国地方まで降水域が広がっているのに対して、 TEST では実況に近い予測をしている。この降水域の 違いには、地表面温度の違いによる大気成層安定度の 違いや、降水の再蒸発の表現の違いが寄与している。一 方で、解析雨量では前3時間積算降水量が10 mm/3h を超える領域が広がっているが、CNTL, TESTともに 表現できておらず雨量が過小である。この事例ではあ まり差はみられないが、図 1.2.22 の BI の図で示した ように、もともと GSM の予測は降水量が多くなるほ ど実況と比べて頻度が少ない誤差傾向を持っていたが、 今回の変更により過小傾向は拡大している。

(2) 冬期の降水予測

冬期に関しては、夏期の項で説明した降水域が狭くなる、寒冷前線に伴う降水域がやや狭く表現されるなどの特徴は同じであるが、統計的なスコアでは CNTLと TEST の大きな差異はみられない。図 1.2.26 に冬期試験における BI および ETS の比較を示すが、予測精度は中立である。





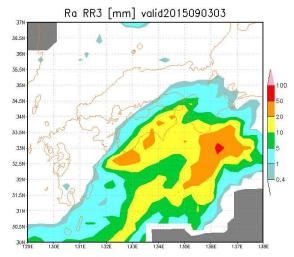


図 1.2.25 2015 年 9 月 2 日 12UTC を 初期値とする FT=15 の降水予測比較。表示は前 3 時間積算降水量 [mm/3h](色)、海面更正気圧 [hPa](黒線)、地上風速 [m/s](ベクトル)。上から CNTL、TEST、解析雨量。対象時刻は 2015 年 9 月 3 日 03UTC (12JST) である。

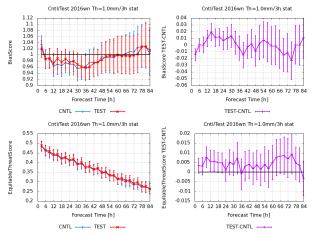


図 1.2.26 冬期試験の検証期間(12,1,2月) についての、 予測時間ごとの BI(上段) および ETS(下段) の比較。 左列の赤が TEST で青が CNTL、右列の紫は TEST と CNTL の差分 (TEST-CNTL) を表す。スコアは降水量 の閾値は 1 mm/3h についてのもの、エラーバーはブート ストラップ法による 95%信頼区間を表す。

1.2.5 地表面付近の予測

地表面付近の予測特性として、地上気温の予測精度 を解説する。また、地上気温の予測精度との関係が強 く、今回の改良で変化の大きかった地表面日射量につ いても説明する。

(1) 地上気温予測の標高補正

地上気温について、アメダス観測値を用いた検証結果を利用するにあたって、GSMと観測地点の標高の違いをどう補正したかを説明する。図 1.2.27 に両者の標高を比較したものを示す。

図をみると、GSM の標高は滑らかな分布をしている一方で、観測地点の標高分布は細かい構造を持っていることが明瞭である。GSM の標高は、現実の標高をモデル格子で平均したものよりも滑らかになるよう処理されている。また、アメダス地点の標高の多くは平均標高と比べて低いことが知られている(第4.2.2項)。

GSM とアメダスの標高差は、中部地方など山間地で特に大きく、500 m 程度の差がある地点も多い。このため、検証において標高による気温補正が必要である。本検証では高度に対して線形の気温分布を仮定して、気温減率は一律 -5 K km^{-1} とし、補正手法に由来する誤差の可能性は無視する。

(2) 地表面日射量の検証

図1.2.28に、2015年8月を対象期間として、地表面日射量を検証した結果を示す。参照値には気象官署での日射量観測を用いている。草開(2015)に解説されているように、地表面のエネルギー収支は地上物理量の予測に大きな影響を与える。

図をみると、CNTLではピーク時に地表面に平均的 に $100~\mathrm{W}~\mathrm{m}^{-2}$ を超える日射が過剰であったことが分

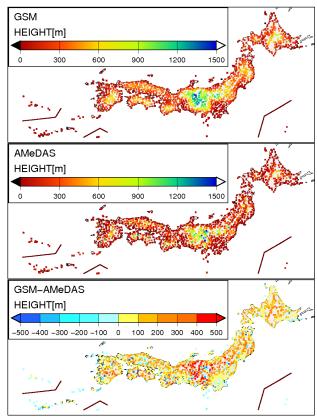
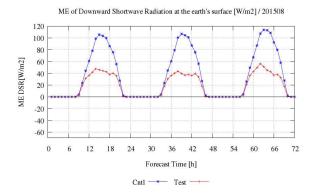


図 1.2.27 GSM 内の標高 [m] とアメダス地点の標高 [m] を 比較したもの。上段が GSM、中段がアメダス地点、下段 が GSM からアメダスを引いたものである。いくつかの諸 島については実際の緯度経度ではなく茶線で囲った領域に 移動して描画しており、父島は図の右下、大東島地方につ いては図の下側、宮古島・八重山地方については図の左側 にそれぞれ描画している。

かる。雲の影響が無視できる晴天時の日射量バイアスは、全事例平均と比べると非常に小さく、雲のあるケースでは実際には $100~W~m^{-2}$ よりもかなり大きな誤差が生じている。一方 TEST では ME が大幅に改善し、ピーク時でも $40~W~m^{-2}$ であり、これには放射過程の改良が大きく寄与している。同時に、RMSE にも日射のピーク時を中心に改善がみられる。この改善幅は非常に大きく、地表面気温の予測精度向上、対流活動の適正化など多くの点で予測精度の改善に寄与している。

図 1.2.29 に、2015 年 9 月 8 日 12UTC 初期値の予測について、CNTLと TEST の地表面における下向き短波放射量及び雲量の比較を示す ¹⁰。この日台風第 18 号が愛知県付近に上陸しており、図の時刻ではこれから日本海へ抜けようとしている。この時、四国から中国地方の瀬戸内側にかけて、降水量や風の予測では CNTLと TEST に大きな差はみられない(図略)。一方、雲量や

¹⁰ 図の短波放射量について、東西方向の解像度が荒くみえるのは、GSM の中では放射過程を東西方向の 4 格子を平均化して取り扱い、計算量を削減しているためである。この取り扱いのため、GSM の放射量は、東西方向にはモデルの格子間隔よりも荒い約 80 km の分解能になる。



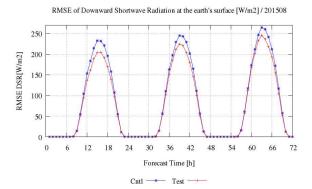


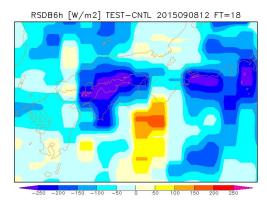
図 1.2.28 2015 年 8 月を検証対象期間とした、予測時間ごとの地表面日射量(下向き短波放射量 $[W\ m^{-2}]$)の検証結果。参照値には気象官署での地上日射観測値を用いている。上図が MEで下図が RMSE、青線が CNTL で赤線が TEST の結果。予測は 12UTC 初期値に限る。

日射量の予測には大きな違いがあり、TEST は CNTL に比べて雲量が多く、地上に届く日射量が数百 W m⁻² 小さい。図 1.2.30 に 2015 年 9 月 9 日 03UTC の衛星 可視画像を示すが、このとき四国から中国地方にかけては概ね雲に覆われている。また、この日の午前中の日照時間も多度津、大三島、倉敷など付近の観測点で0もしくは少ない。実況は厚い雲に覆われていたと考えられ、TEST の予測の方がより良く実況を捉えていたと考えられる。

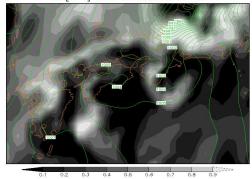
図 1.2.31 に、2015 年 9 月 9 日 03UTC における、各アメダス地点における 気温の予測誤差の比較を示す。 CNTL では四国から中国地方の瀬戸内側にかけて地上気温が高い誤差が目立つが、TEST では概ねその誤差が解消されていることが分かる。

(3) 地上気温の検証

地上気温予測について、バイアスの変化を説明する。 図 1.2.32 および図 1.2.33 に、それぞれ夏期と冬期についての 12UTC 初期値の予測に対する、各アメダス地点における気温の ME 分布を示す。図では日中の代表として FT=15 (12JST) および、夜間の代表としてFT=27 (24JST) の結果を示している。ここで示す誤差傾向は予測時間が数日進んでもあまり変わらず、大まかには一日の中の時刻のみに依存している。



CLL[0-1] CNTL 2015090812 FT=15



CLL[0-1] TEST 2015090812 FT=15

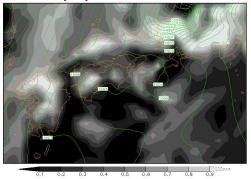


図 1.2.29 2015 年 9 月 8 日 12UTC 初期値からの FT=15 の下層雲量予測値および FT=18 の地上日射量(前 6 時間平均) 比較。上から、地上日射量 $[W\ m^{-2}]$ についての TESTと CNTL の差分 (TEST-CNTL)、CNTL の下層 雲量の予測値、TEST の下層雲量の予測値である。雲量の 図ではそれぞれの海面更正気圧 [hPa] 予測値も緑線で示している。図中の文字 RSDB6h は、地表面での下向き短波放射量の 6 時間平均を、CLL は下層雲量を意味する。

図をみると、場所によって、また日中と夜間では誤差傾向が大きく異なっていることが分かる ¹¹。夏期の日中では、TEST は CNTL に比べて北日本で低温へ、関東で高温へ変化している。西日本では変化の方向は場所によるが差は小さい。北日本は高温バイアス傾向であるため、低温化は傾向としては良いが、やや下げ

¹¹ 地点ごとの ME の分布を図 1.2.27 の標高差の分布と比較すると、日中についてはあまり 相関がみられない。しかし、夜間についてはやや標高差の大きいところで低温バイアスとなっている。補正手法による誤差の影響が無視できない可能性には注意が必要である。

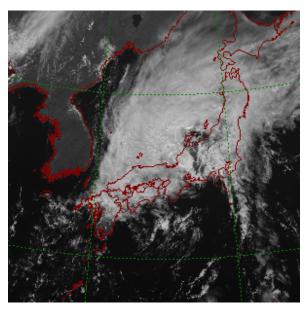


図 1.2.30 2015 年 9 月 9 日 03UTC における可視画像。

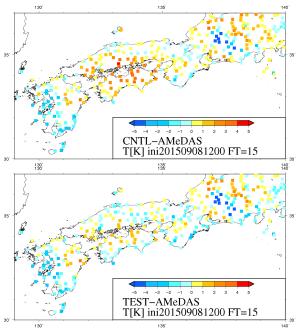


図 1.2.31 2015 年 9 月 8 日 12UTC 初期値からの FT=15 の地上気温の予測値について、アメダス観測値と比較したもの (予測値 – 観測値)。上が CNTL、下が TEST についての結果

すぎており、MEの大きさとしては CNTLと同程度になってしまっている。関東は低温バイアスが緩和されて改善している。一方で、西日本では場所により改善と改悪が異なる。

全国的に、低温化は地表面に到達する日射量が減少したことが寄与している。関東や大阪付近など都市圏だけ傾向が異なるのは植生の違いによるものである。GSMの植生の取り扱いはGSM1603で大きく変更されたが、この時から関東平野などは耕作地(麦)として扱われている 12。葉面積指数をはじめとする、植生に関するパラメータの改良は耕作地で影響が大きく、中央アジアやインド亜大陸の多湿バイアスの改善に寄与している。他の変更の影響も関連するので中央アジアと完全に同じ変化をしたわけではないが、同じ植生タイプである関東平野などでも大きな変化がみられており、高温化の原因となっている。

夜間の結果をみると、北日本での低温化と関東での高温化については日中と同じであるが、西日本は概ね高温化している。この、地上気温の変化傾向が場所により異なる原因であるが、こちらも植生分布の違いに大まかに対応しており、特に葉面積指数の変化が北日本とそれ以外で異なる影響が大きい。この効果は、北日本では大気と樹木の葉の熱交換を活発にし、長波放射の射出で冷える樹木の葉へ、大気から熱をより多く移動させることにより大気を冷やす。一方で、それ以外の地域では、逆に大気と樹木の葉の熱交換を不活発にして大気を温めている。

また、CNTLの夜間のバイアスは沿岸部で高温、内陸側で低温の傾向であるため、TESTにおける改善・改悪は場所によって異なる。しかし、沿岸部では陸上に設置されているアメダスを海と陸を区別せずに作成したモデル地上気温で比較しており、この高温バイアスは海格子点の影響を受けている可能性がある。

冬期についても、変化傾向は概ね夏期と同様であるが、日中の低温化の大きさは日射の影響が小さいため小さく(打ち消し合いが減るため関東などではより高温に)、夜間の西日本の高温化は大きくなっている。CNTLからの改善の観点で比較すると、日中では夏期より改善が大きいが、冬期では西日本で高温バイアスが拡大する地点が増えてしまっている。また、北海道の内陸部では低温バイアスが更に悪化している。

今後の改良として、引き続き陸面過程や境界層過程 の改善に取り組む計画である。特に冬期の北海道内陸 部での低温バイアスについては、積雪がある場合の植 生の取り扱い改良により改善を図る予定である。

¹² GSM の植生タイプには都市の区分はない。GSM1403までは関東付近は草原や樹木として扱われており、GSM1603では相対的には都市化している。

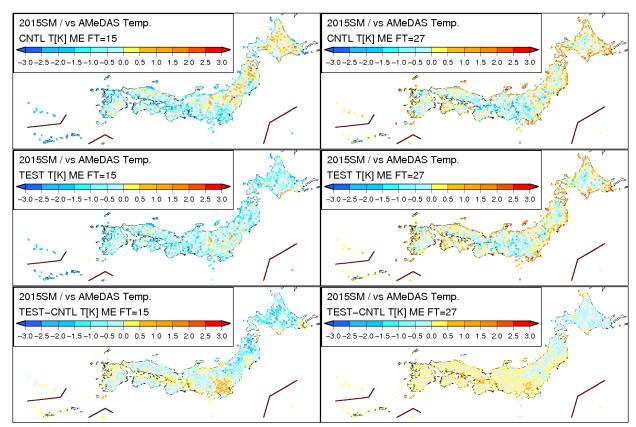


図 1.2.32 夏期試験の検証期間(7,8,9月)、12UTC 初期値の予測に対する、各アメダス地点における気温の ME 分布。GSM の予測値については図 1.2.27 で示した標高差に対して、一定の気温減率 -5 K km $^{-1}$ で補正したのち観測値と比較している。上段が CNTL の ME、中段が TEST の ME、下段が TEST CNTL である。左列が FT=15 で検証対象時刻は 12JST(日中)、右列が FT=27 で検証対象時刻は 24JST(夜間)の結果。いくつかの諸島についての描画上の扱いは図 1.2.27 と同様である。

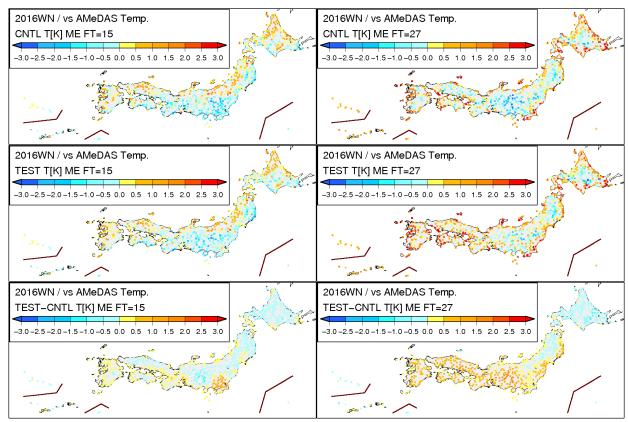


図 1.2.33 冬期試験の検証期間(2015年12、2016年1月、2月)、12UTC 初期値の予測に対する、各アメダス地点における 気温の ME 分布。図の内容および並びは図 1.2.32と同じ。いくつかの諸島についての描画上の扱いは図 1.2.27と同様である。

1.2.6 まとめ

2017 年 5 月の全球数値予報システムの改良について、実施した試験の結果から把握することができた日本付近での予測特性の変化について説明した。最後に簡単にまとめる。

台風

- 台風はこれまでより、中心気圧は浅く予測されるが、強風半径の表現はあまり変わらない。降水域は台風周辺に広がるようになり、中心部のみで強い降水を表現することは減る。
- 発達ステージでは、実況で急激に強く発達する場合に、予測は急発達の捕捉を十分にできない。同時に、予測が強く発達する場合の空振りも多い。停滞ステージでは、停滞の予測はほぼできない。発達した台風について、初期値において実況よりも浅く表現している場合、衰退ステージでも逆に発達させる場合が多い(これまでと同様)。
- 中心付近で急峻な構造をもつ台風では、初期時刻が新しくなった場合でも、必ずしもベストトラックに近づく修正がなされるわけではない(これまでと同様)。

総観規模からメソ α スケール程度の予測

- 北半球領域での Z500 など代表的要素の予測精度 は、夏期・冬期とも、どの予測時間でも概ね中立 から改善であった。
- 日本付近における総観規模からメソαスケール程度の予測は、夏期については予測精度の変化は予測時間や要素によって改悪が一部あるものの概ね改善傾向、冬期に関しては概ね小さな改善から中立であった。

降水予測

• 降水予測は、夏期において弱い降水についての予測性能、特に BI が改善した。一方で、強めの降水については頻度が更に過少となった。冬期ではあまり 明瞭な変化はみられなかった。

地表面付近の予測

- 地表面の日射量は過剰な入射バイアスが大幅に改善した。
- ・地上気温予測も日中を中心に概ね改善傾向であるが、北海道内陸部で夜間の低温バイアスが拡大するなどの悪化もみられた。

今後も、今回の開発・検証から得られた知見や問題意識に基づき、引き続き予測性能の向上に努めていく。

参考文献

岡垣晶, 2010: 全球解析における台風ボーガスの改良. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 48-52. 草開浩, 2015: 積雪域解析の高度化. 平成 27 年度数値 予報研修テキスト, 気象庁予報部, 44-49.

高坂裕貴, 2015: 台風ボーガス作成手法の改良. 平成 27 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 50-53.

原旅人, 2016: メソ数値予報システムの特性の変化. 平成28 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 30-35.

Heming, J. T., 2016: Met Office Unified Model Tropical Cyclone Performance Following Major Changes to the Initialization Scheme and a Model Upgrade. Wea. Forecasting, 31, 1433–1449.

1.3 GSM 改良のガイダンスへの影響¹

1.3.1 概要

本節では GSM1705 への変更に伴うガイダンスの特性変化について述べる。一般的にモデルの予測特性・精度の変化はガイダンスの予測特性・精度へ直接的に影響を与える。そのため、モデル変更の際はガイダンスへの影響調査を行い、必要に応じて予測式の最適化や事前学習などの対応を実施する。近年のモデル変更時の対応として、2014年3月の物理過程改良や鉛直高解像度化 (GSM1403) 及び 2016年3月の物理過程改良等 (GSM1603) がある (松下ほか 2014;後藤 2016)。

今回の GSM1705 への変更においてもガイダンスの影響調査を行った。調査の結果、いくつかのガイダンスでは変更前に比べて精度が悪化することが確認された。そこで前述のモデル変更と同様に改良後のモデルを用いた約2年分の過去初期値の実行が行われ、このデータを用いて予測式の再作成及び係数の事前学習を行った。その結果、表1.3.1に示すように多くのガイダンスの予測精度が変更前と同等か改善となった。前述した過去2回のモデル変更に比べると予測精度・特性の変化は小さいものの、気温や降水種別、発雷確率ガイダンスはモデル変更の影響が大きく、ガイダンスの予測精度・特性に変化が見られたため、次項以降でこれらのガイダンスについてスコアや事例を示しながら解説する。

なお、降水ガイダンスは GSM1705への変更の後にガイダンスの改良が行われている(2017年6月;第4.1節)。そのため GSM1705を入力とした改良後の降水ガイダンスの評価については第4.1.5 項を参照願いたい。また、GSM の特性の変化は、それを側面及び上部境界条件として用いる MSM にも影響を及ぼすが、第1.2.3 項でも言及されているように MSM の予測値への影響は小さく、MSM ガイダンスの予測精度・特性にほとんど変化は見られなかったため、MSM ガイダンスへの影響については省略する。

本節では、GSM1603 を入力としたガイダンスを CNTL、GSM1705 を入力としたガイダンス(予測式 の再作成及び事前学習を行ったもの)を TESTと記述 する。特に断りが無い限り、夏期試験は 2015 年 6 月から 10 月、冬期試験は 2015 年 11 月から 2016 年 3 月と する。

1.3.2 気温ガイダンス

GSM1705を入力とした気温ガイダンスの予測特性を確認するために、夏期試験と冬期試験について、CNTL, TEST それぞれの予報対象時刻別・全地点平均の平均誤差 (ME)と二乗平均平方根誤差 (RMSE)を図1.3.1に示す。検証に用いた予測値はFT=6~84である。夏期試験ではCNTLとTESTにほとんど差は見られな

表 1.3.1 GSM1705を入力とした GSM ガイダンスの変更前 に対する精度変化。

夏期試験	冬期試験
中立	改善
中立	改悪
中立	中立
中立	中立
改善	中立
改善	改悪
価対象外	中立
価対象外	改善
やや改善	中立
	中立中立中立改善改善。任何对象外

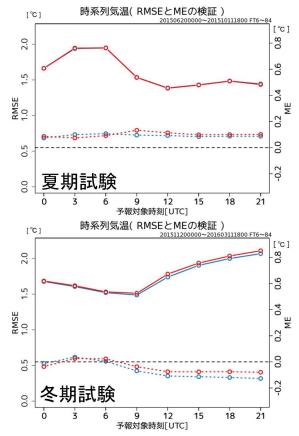


図 1.3.1 GSM 気温ガイダンスの対アメダス気温の予報対象 時刻別 RMSE(実線、左軸)及び ME(破線、右軸)。上 段は夏期試験、下段は冬期試験で青線は CNTL、赤線は TEST の検証結果。スコアは全地点平均値。

い。しかし冬期試験では夜間を中心に TESTの ME は 0 に近づいているものの、RMSE がやや大きくなって いる。

GSM1705で RMSE が大きくなっている冬期夜間については GSM1603で課題として取り上げられていた。GSM1603より以前では、特に冬期の放射冷却に起因する気温低下が発生する際に、GSM がこの現象を十

¹ 後藤 尚親

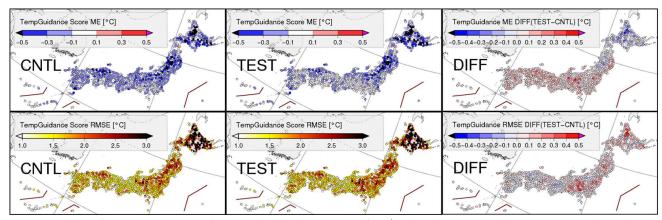


図 1.3.2 冬期試験における 00UTC を初期値とする翌日の最低気温ガイダンスの地点別の ME(上段)と RMSE(下段)。左から CNTL、TEST、差分 (TEST-CNTL)。いくつかの諸島については実際の緯度経度ではなく茶線で囲った領域に移動して描画しており、父島は図の右下、大東島地方については図の下側、宮古島・八丈島地方については図の左側にそれぞれ描画している。

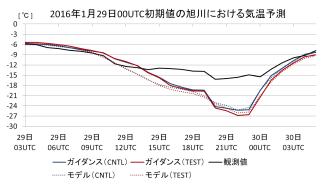


図 1.3.3 2016 年 1 月 30 日の旭川における気温の予測値と 観測値。黒実線が観測値、青実線が CNTL のガイダンス、 赤実線が TEST のガイダンス、青と赤の破線はそれぞれ の GSM の気温予測値。

分に表現出来ず、気温を高く予測することが多かった。これに対し GSM1603 では実況と同程度の気温低下を予測する場合が増えたが、実況に比べて GSM の雲量が少ない場合などに気温を下げすぎる場合も増えたため、統計検証では予測誤差が大きくなった。特に北日本の内陸でこの傾向は顕著であった (後藤 2016)。

GSM1705での冬期夜間の予測特性を確認するために、冬期試験の00UTCを初期値とする翌日の最低気温を対象とした地点別のMEとRMSEを図1.3.2に示す。CNTLと比較して東日本や西日本の多くの地点では負バイアスが縮小し予測精度が改善傾向だが、北日本の内陸では負バイアスが拡大し予測精度も悪化した。また、甲信地方の内陸においても負バイアスは縮小しているが、高めに大外れする事例が増えた。これらの予測特性の変化は、第1.2.5項で述べられているGSMの陸面過程を変更した結果と整合的である。

今回の変更前後での予測に違いが見られた事例の一つとして、図1.3.3に2016年1月30日の旭川の気温ガ

イダンスによる地上気温の予測値と観測値を示す。この事例では CNTLと TEST ともに大外ししているが、CNTLに比べて TEST の方がより 誤差が大きいことがわかる。 GSM の予測する総観場は CNTLと TEST で大きな差はなく、29日18UTC 過ぎから晴れて強い放射冷却による気温の低下が予測されていた。これに対し実況では曇りや雪で強い放射冷却は起きず、結果として最低気温が大外れした事例となった。この事例から CNTLと TEST の予測特性としては差が小さく、冬期夜間の放射冷却を予測している場合については GSM1603 から引き続き留意が必要であることが確認出来る。

本項の統計検証や事例で示した通り、GSM1705への変更によって、冬期最低気温の負バイアスが北日本の内陸において拡大、そのほかの地域では縮小した。前述した GSM1603での留意点であった「夜間晴天時に GSM が顕著な放射冷却を予測しても、GSM の予測する天気と実況が整合していない場合に、GSM が実況に比べて気温を低く予測し、ガイダンスも同様に気温を下げすぎる傾向」は、GSM1705でも基本的に変わらない。また、MSM ガイダンスの冬期夜間の予測精度は GSM ガイダンスより高く、放射冷却時の予測も実況に近いことが多い(第 2.3.2 項参照)。しかし天気の予測が外れた際に誤差が大きくなりやすいのは MSM ガイダンスでも同様であるため、従前の通りモデルが予測する天気の妥当性を考慮し、両者を併せて利用願いたい。

1.3.3 降水種別ガイダンス

降水種別ガイダンスは、格子気温ガイダンスと GSM の湿度の予測値から雨や雪といった降水の種別を判別するガイダンスで天気ガイダンスや最大降雪ガイダンスの入力となる。図 1.3.4 に降水種別ガイダンスの地域別の雪予測のエクイタブルスレットスコア (ETS)とバイアススコア (BI)²を示す。検証は地上気象官署(特別地域気象観測所を含む)で観測された天気で、地上気温の観測値が-3°C以上5°C以下かつ降水が観測³されている場合を対象とした。雪事例が少なく全国のスコアへの影響は小さいが、東北と関東以西の地域で精度が向上していることが確認できる。

ここで降水種別ガイダンスの予測精度に大きな影響を与える GSM の湿度予測の地点別 ME と RMSE を図 1.3.5 に示す。検証には冬期試験における $FT=6\sim27$ の予測値を用いた。図より、CNTL に比べて TEST では太平洋側を中心に湿度の正バイアスが縮小しており、RMSE も 改善していることがわかる。

降水種別が改善した領域と GSM の湿度予測が改善した地域は整合的であり、GSM の多湿バイアスが縮小した影響で雪予測の BI が 1 に近づき、結果として ETS も向上したと考えられる。

なお、格子気温ガイダンスも降水種別ガイダンスの精度に影響するが、図 1.3.2 に示した通り東日本や西日本の低温バイアスは解消傾向であるものの、降水種別ガイダンスへの寄与として見るとその程度は小さく、湿度の精度向上の影響が支配的であると考えられる。

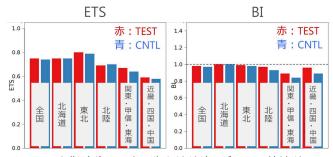


図 1.3.4 冬期試験における降水種別ガイダンスの地域別の ETS(左) と BI(右)。

1.3.4 発雷確率ガイダンス

発雷確率ガイダンスについて、従来の予測式と GSM1705を用いてガイダンスを作成・検証すると、当時のルーチンと比べて夏期の予測値が低くなる特性変化が見られ、精度が悪化することが確認された(冬期は改善であった)。そこで過去 2 回の GSM の更新時と同様に予測式の再作成を行った (松下ほか 2014;後藤 2016)。新しい予測式の作成に用いたデータは約 2年6か月分で、2014年11月から 2015年6月までは GSM1603、それ以降 2017年4月までは GSM1705である。これには過去初期値の予測データも含まれる。

予測式の再作成による精度を確認するために統計検 証を行った。本項での検証期間は、CNTL の予測式作 成の従属期間を避けるため、夏期試験を 2016 年 6 月 から 10月、冬期試験を 2016年11月から 2017年3月 とし、ETSと信頼度曲線の検証にはFT=15~36、ブラ イアスキルスコア (BSS) の検証には FT=6~84 の予測 値を用いた。また、当時のルーチンの検証結果をルー チン、従来の予測式と GSM1705 を用いた予測値の検 証結果を CNTL、再作成を行った予測式と GSM1705 を用いて学習期間の予測値について 1 か月抜きクロス バリデーション 4 を行った結果を TEST とし、図 1.3.6 及び図1.3.7に統計検証の結果を示す。予測式の再作成 により 夏期試験では ETS や BSS はルーチンと 同等程 度、冬期試験では改善となっている。いずれも CNTL より予測精度は向上しており、予測式再作成の効果が 確認出来る。

なお、各事例における予報に影響するような予測値の大きな変化はなく、小さな改善が中心であるため事例の紹介は割愛する。また留意点として、冬期試験で精度は改善しているが、ETSがピークを取る確率値がやや高くなったことが挙げられる。これは確率値がやや高めにシフトしたことを意味し、この傾向は北海道から北陸の日本海側を中心に確認されている(図略)。ETSがピーク値を取る確率値を目安に発雷の有無を予測している場合には注意が必要である。

参考文献

後藤尚親, 2016: ガイダンスの特性の変化. 平成 28 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 36-41. 松下泰広, 白山洋平, 飯塚義浩, 井藤智史, 2014: ガイダンス資料への影響. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 35-43.

² このスコアは雪予測のスコアであるため、例えば BI が 1 より大きい場合は雪予測頻度過多を示し、1より小さい場合は雪予測頻度過少を示す。

³ 天気が雨、雪(みぞれ、あられ等は除く)のとき。

⁴ 学習データから未知データに対する予測誤差を推定する手法の一つ。交差検証とも呼ばれる。例えば本項で紹介した 1 か月抜きクロスバリデーションの場合は以下のような手順を踏む。学習期間約 2 年半のうち 1 か月分のデータを検証用に除外して予測式の作成を行い、その予測式を用いて検証用に除外していた 1 か月について予測を行う。この予測式と予測値の作成を検証用に除外する月をずらしながら、学習データに対して繰り返す。これにより、擬似的に未知データに対しての予測性能を推定することが出来る。

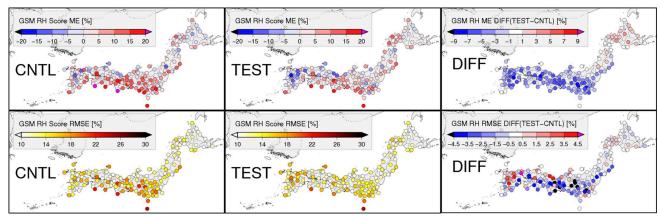


図 1.3.5 冬期試験における GSM の湿度予測の地点別 ME(上段)と RMSE(下段)。左から CNTL、TEST、差分 (TEST-CNTL)。

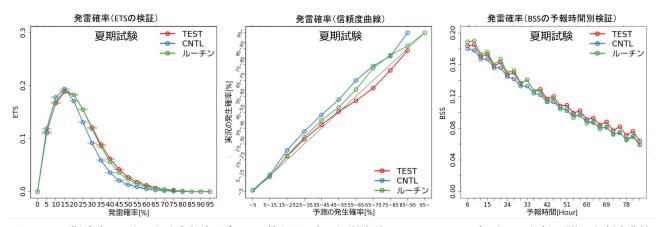


図 1.3.6 夏期試験における発雷確率ガイダンスの検証図で左から閾値別の ETS とエラーバー(95%信頼区間)、信頼度曲線、予報時間別の BSS。緑線はルーチン、青線は CNTL、赤線は TEST。

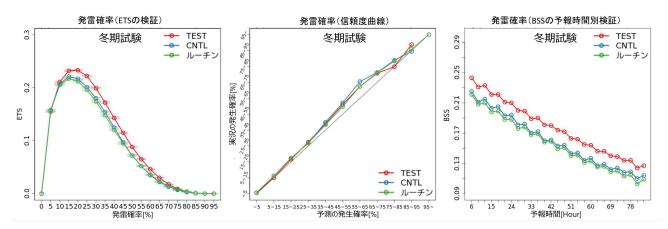


図 1.3.7 図 1.3.6 に同じ。ただし冬期試験を示す。

1.4 全球アンサンブル予報システムの導入¹

1.4.1 はじめに

気象庁では、台風情報、週間天気予報、異常天候早 期警戒情報、1か月予報の予報作業を支援するため、週 間アンサンブル予報システム (EPS²) (越智 2016)、台 風 EPS (経田 2016a)、1 か月 EPS (平井ほか 2015) の 3つの EPSを運用していた。これらのシステムを一体 的に開発し、開発成果の共有や相互活用を促進すると ともに、システム間の数値予報資料の整合性の向上や、 運用に必要な計算機資源の効率的な利用を図るため、 数値予報課と気候情報課は、共同で全球 EPSと呼ばれ る新しい EPS の開発を進めてきた (経田 2016b)。全 球 EPS は、これまで数値予報課が開発してきた週間・ 台風 EPS、気候情報課が開発してきた 1 か月 EPS を 統合したシステムである。全球 EPS は、2017年1月 19日に週間・台風 EPSを置き換える形で運用が開始 され、同年3月23日には1か月先までの延長予報を開 始した。これに伴い、1か月 EPS の運用を終了した。

全球 EPS では、週間・台風・1 か月 EPS から予報 モデルやアンサンブル手法等が改良された。これによ り、週間・台風 EPSと比較して台風進路予測などに改 善が見られた。本節では、全球 EPS の仕様と、週間・ 台風 EPS が担ってきた 11 日先までの予測期間に対し て、全球 EPS の予測精度について述べる。なお、1 か 月 EPS が担ってきた予測期間についての解説は、平成 28 年度季節予報研修テキスト (気象庁地球環境・海洋 部 2017)を参照されたい。

1.4.2 週間・台風 EPSと全球 EPS

週間 EPS は、週間天気予報作業の支援を目的に 2001 年3月から運用され、予測結果はアンサンブル平均や ばらつき、確率情報として予報作業に用いられてきた (林・川上 2006; 村 2012; 杉本・木下 2016)。また、台 風 EPS は、5 日先までの台風進路予報の支援を目的に 2008年2月から運用され、予測結果のばらつきは4日 先、5日先の予報円の大きさを決める指標として予報 作業に用いられてきた (岸本 2009a,b)。表 1.4.1 に、週 間・台風EPSと全球EPSの仕様を示す。本項では、週 間・台風 EPS から全球 EPS への主な変更点について 概要を述べる。なお、新保 (2017) では 1 か月 EPS か ら全球 EPS への変更点について詳細に解説している。 1か月 EPS は週間・台風 EPSと 運用形態、予報モデル の水平格子間隔、初期摂動等は異なっていたものの、予 報モデルのバージョンや下部境界摂動が未導入であっ た点は共通していた。共通の変更点に関する本節より 詳細な解説は、新保 (2017) を参考にされたい。

(1) 運用形態

全球 EPS の実行頻度、予測期間、アンサンブルメンバー数といった運用形態は、従来の週間・台風 EPS の運用形態を包含するものである。したがって、週間・台風 EPS の運用形態に沿ったプロダクトの利用を、全球EPS においても継続することができる。

全球 EPS の実行頻度は、基本的に 1 日 2 回(初期時刻: 00, 12UTC) であるが、台風 EPSと同じ実行条件が満たされた時に、1 日最大 2 回 (06, 18UTC) が追加で実行される。ここでの実行条件とは、予報課による解析と予報に従って、次の (a), (b) いずれかを満たすことである。

- (a) 全般海上予報区内 (0°-60°N, 100°-180°E) に台風が存在する、または同区内で 24 時間以内に台風になると予想される熱帯低気圧が存在する場合。
- (b) 同区外に最大風速 34 ノット 以上の熱帯低気圧が 存在し、24 時間以内に予報円または暴風警戒域が 同区内に入ると予想される場合。

予測期間は、00,12UTC 初期時刻においては11日 先まで、06,18UTC 初期時刻においては5.5日先まで である。00,12UTC 初期時刻においては、異常天候早 期警戒情報の予報作業を支援するため、土・日曜日に は18日先、また、異常天候早期警戒情報及び1か月予 報作業を支援するため、火・水曜日には34日先までそ れぞれ予測が延長される。

1 初期時刻あたりのメンバー数は、ひとつのコントロールランと 26 の摂動ラン(付録 D.1.4) からなる 27 メンバーである。このメンバー数は週間 EPSと同じであるが、台風 EPSと比べると 2 メンバーの増加である。11 日先以降の予測では 13 メンバーに減らして実行する。

(2) 予報モデル

全球 EPS の予報モデルには、可能な限り 最新の GSM を用いることで、予測精度の向上を図っている。今回 の導入にあたっては、予報モデルを週間・台風・1か月 EPS が用いていた GSM1304 (下河邉・古河 2012: 室 井・松下 2013) から、2016 年 3 月に全球数値予報シス テムにおいて導入された GSM1603 (米原 2016a)を基 に、GSM1705(第1.1節)における改良の一部を先行 的に適用した、GSM1603と GSM1705 の間に位置す るバージョンに更新した(GSM1603Eと呼ぶ)。先行 的に適用した改良点は、GSM1705の開発の初期段階 で変更が確定的であったもので、放射計算で利用する 水雲粒の有効半径を診断する手法の改良、陸面過程に おける植生と土壌水分の扱いの改良、海面過程の改良 である。GSM1603Eの予測特性はGSM1603と概ね同 様であるが、先行的に導入した改良により、GSM1603 で夏期に見られていたアジア大陸上の下層気温の高温 バイアスが緩和されるなどの効果があった。

予報モデルの水平格子間隔は約40km(0.375度)で、

¹ 山口 春季

² Ensemble Prediction System

表 1.4.1 週間・台風 EPSと全球 EPS の仕様

※ 1.4.1 週刊 日風 DF3 C 主外 DF3 の社外					
		台風 EPS	週間 EPS	全球 EPS	
運用期間(記載した仕様		2008年2月28日	2001年3月1日	2017年1月19日~現在	
の開始日)		~2017年1月18日	~2017年1月18日	(2017年1月19日)	
		(2014年3月11日)	(2014年2月26日)		
支援業務		台風情報	週間天気予報	台風情報、週間天気予報、異常天候早	
				期警戒情報、1か月予報	
実行頻	i度(初期時刻)	1日最大4回	1日2回	1日最大4回(00,06,12,18UTC)。	
		(00, 06, 12, 18UTC $)$	(00, 12 UTC)	うち、00, 12UTC は毎回実行し、	
				06, 18UTC は台風 EPS と同条件のと	
				き実行	
	予測期間	5.5 日(132 時間)	11 日	初期時刻 00, 12UTC は 11 日。ただし、	
				土・日曜日は 18 日、火・水曜日は 34	
				日まで延長。06, 18UTC は 5.5 日	
アンサン	/ブルメンバー数	25	27	11 日先まで 27、その後は 13	
予報モ	バージョン	GSM	[1304	GSM1603E	
デル・デル	水平格子間隔	TL479(}	约 40 km)	18 日先まで TL479、その後は TL319	
) //				(約55 km)	
	鉛直層数	牧 60 層(最上層 0.1 hPa)		100層(最上層 0.01 hPa)	
	大気		全球速報	解析	
初期値	陸面	積雪深は全球解析に基づく値、土壌温度		積雪深・土壌温度は全球解析に基づく	
		はオフライン陸面解	析*に基づく値、土	値、土壌水分は気候値	
		壌水分は気候値			
	海面水温・海氷	全球日別海面水温解析 (MGDSST) と海氷ラ		データセットの解析値(いずれも前日分)	
下部境	海面水温	初期の平年偏	差を、予測時間により	季節変動する気候値に加えた値	
界値	海氷	初期の海氷分布の平年偏差を、予測時間		初期の海氷密接度及び海氷域面積の平	
		により季節変動する気候値に加えた値		年偏差から統計的に推定した値	
気候値	海面水温	NOAA Optimum Interpolation SST \mathcal{O}		MGDSST の日別気候値	
		月平均値に基づく 内挿値			
	海氷	海氷データセット 月平均気候値に基づく		海氷データセットの日別気候値	
		内挿値			
	土壌水分	Willmott et al. (1985) に基づく 気候値		オフライン陸面解析で作成した気候値	
アンサ	大気初期摂動	SV 法(北西太平洋	SV 法(北・南半球	SV 法(北· 南半球中高緯度帯+ 低緯度	
ンブル		領域+ 台風周辺域)	中高緯度帯+ 低緯	帯)+LETKF	
手法			度帯)※線形成長後		
			のSVも利用		
	モデル摂動	確率的物理過		程強制法	
下部境界摂動		な	L	海面水温摂動	
-					

^{*} 全球数値予報システムへの GSM1603 の導入に伴い、GSM1304 の初期値に必要な陸面解析値を作成することができなくなったため、GSM1304 の陸面過程を用いたオフライン陸面解析を 2016 年 3 月 17 日より 週間・台風 EPS で利用していた。この変更では、予測の精度や特性に大きな変化はなかった。

週間・台風 EPS の水平格子間隔から変更されていない。 一方で、鉛直層数と最上層の気圧は、それぞれ 60 層、 0.1 hPa から 100 層、0.01 hPa に増強・延長され、2014 年 3 月以降の GSM (米原 2014)と同一になった。な お、18 日先以降の予測では水平格子間隔を粗くして約 55 km(0.5625 度)としている。

(3) 初期摂動

全球 EPS の初期摂動には、特異ベクトル (SV³) 法 (Buizza and Palmer 1995) と局所アンサンブル変換カルマンフィルタ (LETKF 4) (Hunt et al. 2007) を利用した初期摂動を組み合わせて用いている。

³ Singular Vector

⁴ Local Ensemble Transform Kalman Filter

SV 法

SV 法は、予測を大きくばらつかせる原因となりうる 摂動を SV として求め、それを初期摂動に用いる手法 である。ただし、SV 法では解析値がもつ不確実性を直 接見積もることはできない。全球 EPSでは、週間 EPS の手法 (酒井 2008; JMA 2013) に対して、低緯度帯に おける摂動の振幅の減少と比湿に対する摂動の上限値 の導入、SV 計算に用いる摂動・随伴モデルの積雲過 程の改良といった、計算安定性を向上させる改良を加 えた。また、週間 EPSでは通常の SV に加えて線形成 長後の SV も利用していたが、全球 EPSでは利用しな い。週間 EPSでは、通常の SV のみでは初期摂動が局 所的になるとともに初期のばらつきが小さい点を、線 形成長後の SV が補っていたが、全球 EPSでは後述の LETKF による摂動がその役割を担っている。

LETKF

LETKF は、アンサンブル技術を用いたデータ同化手法の一種である。LETKFでは、互いにわずかに異なる複数の解析値が得られ、それらのばらつきから解析値のもつ不確実性を見積もることができる。そのため、LETKFを利用することで、解析値のもつ不確実性を初期摂動に反映させることができる。全球 EPSのLETKF は、全球 EPSの初期値となる全球解析のもつ不確実性に近づけるため、可能な限り全球解析と同じ構成としている。解析は、00,06,12,18UTCの1日4回行い、予報モデル 5 、観測データ、品質管理手法は全球解析と概ね同じものを用いる 6 。また、解析値のアンサンブル平均は最新の全球解析のもので毎回置き換え、LETKFの解析予報サイクルが全球解析から乖離しないようにしている。LETKFの詳細は太田・堀田(2016a)を参照されたい。

(4) 下部境界摂動

全球 EPS では海面水温摂動を新たに導入した。これは、大気の予測計算の下部境界条件となる海面水温に対して、解析値と予測時間内の時間変化の不確実性を表現する摂動を摂動ランに与えるものである(詳細は太田・堀田 2016bを参照)。週間・台風・1 か月 EPSでは海面水温の不確実性は考慮せず全メンバーで同じ海面水温を与えていた。海面水温摂動には、海上の気温や熱帯対流圏上層の大規模発散等のばらつきを増加させる効果がある。なお、週間 EPS から全球 EPS への変更では、予報モデルや初期摂動の変更も加わるため、総合的には海上の気温等のばらつきは減少する。

(5) モデル摂動

モデル摂動には、週間・台風 EPSと同じく確率的物理過程強制法 (Buizza et al. 1999; 米原 2010)を用いる。確率的物理過程強制法では、予報モデル内で計算される時間変化率のうち、物理過程による時間変化率の不確実性を表現するため、物理過程で計算される気温、比湿、風の時間変化率に対して時間・空間相関が考慮された乱数を掛けたものを摂動として元の時間変化率に加える。全球 EPSでは、週間・台風 EPS においても見られていた予測が進むとともに予測誤差に対してスプレッドが過小となる傾向を緩和するため、摂動の振幅を大きくするなどの変更を行った。

(6) 全球 EPS 導入後の変更

2017 年 1 月に全球 EPS を導入してから 2017 年 7 月までに次の (a) \sim (d) の変更を行った。なお、それらのいずれも、全球 EPS の構成を全球数値予報システムの構成と同じに保つことや、運用・保守のしやすさの向上を目的としたものであり、全球 EPS の予測の精度や特性に大きな変化は見られなかった。

- (a) LETKF における Suomi-NPP/ATMS と DMSP/SSMIS の水蒸気チャンネルの輝度温 度データの利用開始(2017年3月29日)
- (b) LETKF の予報モデルを GSM1603 から GSM1705 に変更(2017 年 5 月 25 日)
- (c) SV 計算の非線形・摂動・随伴モデルを 2005 年の 全球解析相当のものから、2016 年 3 月の全球解析 相当のものに更新(2017 年 6 月 13 日)
- (d) LETKF における GNSS 掩蔽観測の利用手法の改 良(2017年7月25日)

(a), (b), (d)と同様の変更は、全球数値予報システムにおいても行われた(詳細は第 1.1 節と第 3.1 節を参照)。その全球数値予報システムの構成に対して、データ同化システムである LETKF の構成を可能な限り同じに保つため、LETKFにおいて (a), (b), (d) の変更を行った 7。(c) は SV 計算の運用と保守のしやすさを向上させるための変更である。これにより、現在の全球解析ではすでに利用されていない 2005 年当時の非線形・摂動・随伴モデルに基づくプログラムを維持する必要がなくなった。また、この更新により SV 計算の実行時間が短縮されたほか、SV の線形成長モードがより安定して計算されるようになった。

1.4.3 週間・台風 EPSとの予測精度の比較

(1) 週間 EPS との比較

全球 EPS を現業モデルとして導入するにあたって、 冬期(2015年11月22日~2016年3月11日)と夏期 (2015年6月22日~10月11日)を対象として、全球 EPSと週間 EPSとの間で予測精度の比較を行った。週

⁵ LETKF の予報モデルは全球解析と同じバージョンを用いているため、全球 EPS の予報モデルと必ずしもバージョンは一致しない。2017年5月以降、LETKFの予報モデルのバージョンは GSM1705、全球 EPS の予報モデルは GSM1603Eである。

⁶ ただし、LETKF ではハイパースペクトル赤外サウンダは 未利用である。

⁷ ただし、全球数値予報システムで行われたハイパースペクトル赤外サウンダである Suomi-NPP/CrIS の利用開始は、LETKFの変更には含まれない。

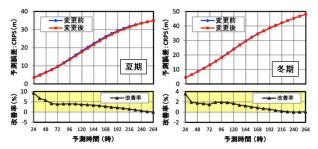


図 1.4.1 北半球中高緯度 $(20^\circ-90^\circ\text{N})$ の 500 hPa におけるジオポテンシャル高度の CRPS(単位は m)とその改善率(単位は%)。左図は夏期、右図は冬期に対するもの。上段は、青線は週間 EPS、赤線は全球 EPS の CRPS、下段は、改善率((週間 EPS-全球 EPS)/週間 EPS)を表す。下段は改善率が正の値の領域を黄色で塗りつぶしてある。横軸は予測時間(単位は時間)。

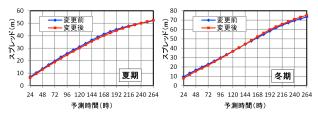


図 1.4.2 日本周辺 $(30^{\circ}-60^{\circ}N, 110^{\circ}-150^{\circ}E)$ の 500 hPa に おけるジオポテンシャル高度のスプレッド (単位は m)。 左図は夏期、右図は冬期に対するもの。青線は週間 EPS、赤線は全球 EPS。

間予報支援図等でも参照される 500 hPa のジオポテン シャル高度 (Z500) について統計検証結果を示す。図 1.4.1 に北半球中高緯度の Z500 の解析値に対する予測 誤差を CRPS(付録 D.4.6 を 参照) で示す。FT=24 か ら FT=264にかけて CRPSの減少が見られた。また、 海面更正気圧、850 hPa, 250 hPa の気温や風でも 概ね 改善が見られた(図略)。予測誤差の改善は、全球 EPS と週間 EPS のコントロールランの予測精度の比較に おいても、予測時間の前半を中心に見られており(図 略)、予報モデルの変更の寄与は大きいと考えられる。 一方、予測精度の変化を検証するものではないが、全 球 EPSと週間 EPS の間のスプレッド の大きさの変化 について、図 1.4.2 に日本周辺で領域平均した Z500 の 予測のスプレッドを示す。夏期は、予測時間の初期か ら FT=240 までにスプレッドの減少が見られた。また 冬期は、予測時間の初期から FT=144 まではスプレッ ドの減少、それ以降はスプレッドの増加が見られた。 ただし、スプレッドの変化傾向は、予測要素ごとに異 なっていた。

次に、図1.4.3に日本域の降水予測についてブライアスキルスコア(付録 D.4.2を参照)による確率予測精度を示す。夏期・冬期ともに予測時間の前半を中心に改善が見られた。予測時間の前半の改善は、GSM1603で見られた降水予測精度の改善(米原 2016b)の効果が現れており、モデルの積雲・雲過程等の改良が寄与し

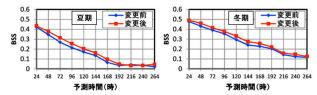
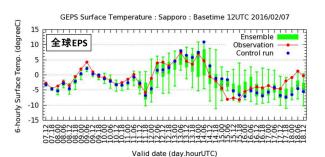


図 1.4.3 0.5625 度(約 55 km)格子における平均降水量 1 mm/day以上の降水予測についての対解析雨量のブライアスキルスコア。左図は夏期、右図は冬期に対するもの。青線は週間 EPS、赤線は全球 EPS。横軸は予測時間(単位は時間)、縦軸はブライアスキルスコアの値を表す。



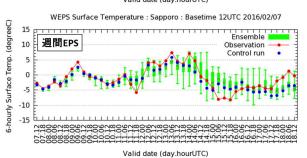


図 1.4.4 全球 EPS と週間 EPS のモデル地上気温の時系列 予測図。2016 年 2 月 7 日 12UTC 初期時刻の札幌を対象とした予測。上は全球 EPS、下は週間 EPS のもの。縦軸は、モデル地上気温(単位は°C)、横軸は対象時刻(日・時、単位は UTC)で 2 月 7 日 12UTC~18 日 12UTCまで 6 時間ごとである。青の●記号はコントロールラン、緑の箱ひげはメンバーの分布を表し、箱の下端は第一四分位値、上端は第三四分位値、箱の中の横線は中央値、ひげの下端は最小値、上端は最大値を表す。赤の●記号は観測値を表し、赤の折れ線はそれらをつないでいる。

ていると考えられる。また、予測時間の後半では、降水をもたらす現象そのものの位置ずれなどの予測誤差が大きくなるにつれ、週間 EPSとの差が小さくなっていると考えられる。

米原 (2016b)では GSM1603で留意すべき点のひとっとして、特に積雪域や山間部では冬期に放射冷却による気温の低下をより表現できるようになり、雲や地上付近の風速等の気象場が適切に予測できていれば、実況のような気温の低下を表現できるが、予測された気象場が実況と異なると大はずししやすくなることを挙げている。全球 EPS にもこの特性が見られる。図1.4.4に、積雪時の放射冷却による気温の低下の予測がより実況に近づいた例として、2016年2月7日12UTC初期値の札幌におけるモデル地上気温の時系列予測図を示す。実況では、11日06UTCから12日06UTCの間に夜間の気温の低下が明瞭に見られており、図中の

6 時間ごとの観測値では、11 日 18UTC の地上気温は -5°Cを下回っていた。11 日 12UTCと 11 日 18UTC の観測では、地上風速はともに 2 m/s 未満、雲量はそ れぞれ1と6で快晴から雲量が増してきており、雲量 が少ない時間帯では放射冷却による気温の低下が起き やすかったと考えられる。一方、週間 EPSと全球 EPS のコントロールランの予測においても、その期間の雲 量は少なく、地上風速は小さかった。GSM1304を予報 モデルとしている週間 EPS のコントロールランの予測 では、11 日 06UTC から 12 日 06UTC の間に夜間に気 温が下がる日変化は見られるものの、気温の低下幅は 実況よりも小さく、11 日 18UTC の予測値は実況より も高温であった。一方、全球 EPS のコントロールラン の予測では、11 日 06UTC から 11 日 18UTC にかけて の気温の低下幅は実況と同程度であり、11 日 18UTC から 12 日 06UTC の予測値は実況より 低温ではあるも のの、11 日 18UTC の予測値は週間 EPS のものより も実況に近かった。11 日 18UTC の予測についてアン サンブルメンバーの分布に着目すると、週間 EPS の メンバーの最低値は実況よりも若干高温であり、メン バーの分布は実況を捕捉していないが、全球 EPS のメ ンバーの分布では実況を捕捉していた。

(2) 台風 EPS との比較

台風の進路予測については、2015年(第3号~第27 号)と2016年(第1号~第18号)の事例を用いて、 台風 EPSとの予測精度の比較を行った。図 1.4.5 にコ ントロールランとアンサンブル平均の進路予測誤差を 示す。いずれも、主に FT=24 以降で改善が見られた。 この改善には、全球数値予報システムに GSM1603 が 導入された際に見られた改善 (米原 2016b) の効果が 大きく寄与していると考えられる。進路予測誤差は特 に、台風の進行方向の誤差(台風の位置が実況に対し て遅れすぎ・進みすぎ)についての改善が顕著である が、GSM の進路予測の系統誤差である、実況に対し て遅れすぎる点(檜垣 2013)は、緩和されたものの依 然として残っている。コントロールランとアンサンブ ル平均の予測精度が同程度である点は、台風 EPSと変 わらない。次に、図1.4.6にアンサンブル平均進路予 測の誤差とスプレッドを示す。全球 EPS のスプレッド は、FT=24 や FT=48 では台風 EPS よりも小さくな り、FT=72では同程度、FT=120では大きくなった。 全球 EPS では、台風 EPS で見られる FT=120 でのス プレッドが予測誤差に対して小さすぎる傾向が改善し た。このようなスプレッドの変化に対しては、初期摂 動を変更した寄与が大きい。図1.4.7に、6時間ごとの スプレッドを積算した積算スプレッドの大きさを 3段 階に区分し、各区分のアンサンブル平均の進路予測誤 差を予測時間ごとに検証した結果を示す。区分の際は、 台風 EPS・全球 EPS それぞれの全サンプルの中で、積 算スプレッドの小さいものから順に全体の4割(小区

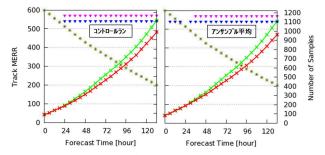


図 1.4.5 台風の平均進路予測誤差。左図はコントロールラン、右図はアンサンブル平均に対するもの。緑線は台風EPS、赤線は全球 EPSを表す。左の縦軸は予測誤差(単位は km)、右の縦軸はサンプル数(+記号と×記号)、横軸は予測時間(単位は時間)を表す。▼記号は予測誤差の差の統計的な有意性がある場合にプロットしており、上段(紫色)は時間方向の相関を考慮、下段(青色)は独立を仮定して計算した有意判定結果である。

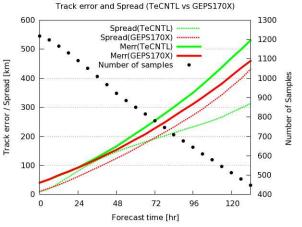


図 1.4.6 台風のアンサンブル平均の進路予測の誤差とスプレッド。緑線は台風 EPS、赤線は全球 EPSを表し、実線は平均進路予測誤差、点線はスプレッド(ともに左縦軸、単位は km)を表す。右縦軸はサンプル数(●記号)、横軸は予測時間(単位は時間)を表す。平均進路予測誤差は図1.4.5 の右図と同じものである。

分)、4割(中区分)、2割(大区分)となるように層別化した。全球 EPSでは、台風 EPSと比較して、スプレッドが小さいほど統計的に誤差が小さくなる関係がより 明瞭に見られた。台風 EPSでは、台風が初期時刻や予測時間に 20°N 以南に位置する事例においてスプレッドの大きさが不十分な場合があったが (経田2016a)、全球 EPSでは改善が見られており、積算スプレッドの小区分と中区分の分離の改善に寄与していると考えられる。

台風進路予測が改善した事例として、2016年の台風第 18号について、10月1日18UTC初期時刻の予測結果を図1.4.8に示す。4日~5日先の予測時間で、実況(ベストトラック)では台風が東北東に進んだのに対して、台風 EPSでは南西寄りの予測誤差となっていた。全球 EPSでは、ベストトラックに沿ってメンバーの予測結果がばらついていることがわかる。

また、台風が 20°N 以南に位置する際にばらつきが 改善された事例として、図 1.4.9 に、2015 年の台風第

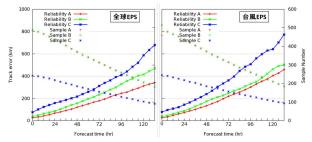


図 1.4.7 積算スプレッドの大きさによる区分別進路予測誤差。左図は全球 EPS、右図は台風 EPS に対するもの。積算スプレッドの大きさが小区分は赤、中区分は緑、大区分は青である。マーク付きの実線は平均進路予測誤差(左縦軸、単位は km)、マークのみはサンプル数(右縦軸)、横軸は予測時間(単位は時間)を表す。小区分と中区分のサンプル数はほぼ重なっている。

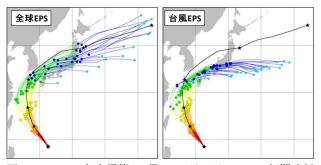


図 1.4.8 2016 年台風第 18 号の 10 月 1 日 18UTC 初期時刻の予測結果。左は全球 EPS、右は台風 EPS のもの。黒実線はベストトラック、★記号は初期時刻から 5 日先までの一日ごと(18UTC)の中心位置である。台風中心の追跡に成功したメンバーの進路予測結果を描画している。赤線は1 日先未満、橙線は1 日先から 2 日先未満、黄線は2 日先から3 日先未満、緑線は3 日先から4 日先未満、青線は4日先から5 日先未満で、各色の●記号がそれぞれ1~5 日先の予測位置を示す。

3号の3月11日12UTC初期時刻の予測結果を示す。 台風 EPSに対して、全球 EPSではばらつきが増加し ていることが確認できる。この事例では、進行速度も より実況に近づいた結果、メンバーのばらつきは実況 をより捕捉するようになっている。

米原 (2016b)では GSM1603で留意すべき点のひとっとして、台風の強度がより強く、台風がより大きく表現される事例が増加することを挙げている。全球 EPSにもこの特性が見られる。図 1.4.10に 2015年の台風第9号の事例を示す。この事例では、台風 EPSのコントロールラン、全球 EPSのコントロールラン、GSM(GSM1603による実験結果)の予測は共通して、位置が解析より北寄りにずれ、解析よりも発達していた。台風の大きさ(海面更正気圧や500hPa高度線の閉じた領域の広さ)と中心の深さに着目すると、全球 EPSは台風 EPSよりも台風が大きく、中心が深い予測となっている。一方、全球 EPSと GSM は、台風の大きさはほぼ等しい。ただし、台風の中心付近の深まりは、予報モデルの水平格子間隔の違いから、全球 EPS は GSM

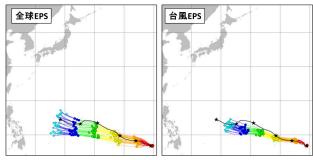


図 1.4.9 2015 年台風第 3 号の 3 月 11 日 12UTC 初期時刻 の予測結果。図の見方は図 1.4.8 と同じ。

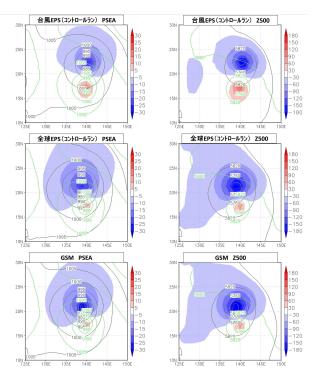


図 1.4.10 2015 年 7 月 1 日 12UTC 初期値の FT=120 の 予測。上段は台風 EPS のコントロールラン、中段は全球 EPS のコントロールラン、下段は GSM(GSM1603 によ る実験結果)。左列は海面更正気圧(単位は hPa)、右列は 500 hPa のジオポテンシャル高度(単位は m)。黒の等値 線は予測値、緑の等値線は解析値、塗りつぶしは予測誤差 (予測値 – 解析値) である。

ほど深い予測とはなっていない。このように、全球 EPS は、台風 EPSと比べて、台風の表現がより GSM に近い予測結果となっている。なお、週間 EPS は台風 EPS と同じ予報モデルを使用していたことから、週間 EPS と比較した場合も同様である。

1.4.4 まとめ

2017年1月より、週間・台風 EPS に代わり全球 EPS の運用を開始した。全球 EPS では、週間・台風 EPS に相当する運用形態を維持しつつ、予報モデルやアンサンブル手法等が改良された。これにより、予測精度は週間・台風 EPS から改善が見られた。なお、運用を開始したあと 2017年7月までに、全球数値予報システムの構成と LETKF の構成を同じに保つための変更

や、運用・保守のしやすさを高める変更を計4回行ったが、これらによる予測の精度や特性の大きな変化はなかった。

夏期と冬期における週間 EPSと全球 EPSの比較では、500 hPaのジオポテンシャル高度などで予測誤差が改善したとともに、日本域の降水の予測精度についても予測時間の前半を中心に改善した。台風事例における台風 EPSと全球 EPSの比較では、台風の進路予測誤差が改善した。また、進路予測のスプレッドの大きさが変化し、台風 EPSで課題となっていた、4~5日先のスプレッドが過小であった点や、低緯度帯に台風・熱帯低気圧が位置する際にスプレッドが過小であった点が、全球 EPSでは改善した。

週間・台風 EPS から全球 EPS への改良による予測特性の変化においては、予報モデルを GSM1603E に更新した影響が顕著である。全球数値予報システムに GSM1603 が導入された際に留意すべき点として挙げられていた、冬期の積雪域や山間部における放射冷却や、台風の強度と大きさの表現について、全球 EPS においても同様の予測特性の変化が見られる。予報作業に利用する際には、このような予測特性の変化に留意していただきたい。

最後に、全球 EPS では今後も予報モデルを最新の GSM に更新していくとともに、アンサンブル手法を改 良していくことにより予測精度の向上に努めていく。

参考文献

- 太田洋一郎, 堀田大介, 2016a: 週間アンサンブル予報 システムにおける LETKF の開発. 数値予報課報告・ 別冊第 62 号, 気象庁予報部, 66-76.
- 太田洋一郎, 堀田大介, 2016b: 海面水温摂動の開発. 数値予報課報告・別冊第62号, 気象庁予報部, 77-84.
- 越智健太, 2016: 週間アンサンブル予報システム. 数値 予報課報告・別冊第62号, 気象庁予報部, 27-34.
- 岸本賢司, 2009a: 台風 5 日進路予報. 平成 20 年度量的 予報研修テキスト, 気象庁予報部, 103-112.
- 岸本賢司, 2009b: 5 日先までの台風進路予報の発表開始について. 天気, **56**, 565-569.
- 気象庁地球環境・海洋部, 2017: 平成 28 年度季節予報 研修テキスト. 気象庁地球環境・海洋部, 81 pp.
- 経田正幸, 2016a: 台風アンサンブル予報システム. 数値予報課報告・別冊第62号, 気象庁予報部, 35-42.
- 経田正幸, 2016b: 全球アンサンブル予報システムの 開発. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 52-57.
- 酒井亮太, 2008: 気象庁の新しい週間アンサンブル予報 システム. 天気, **55**, 515-520.
- 下河邉明, 古河貴裕, 2012: 層積雲スキームの改良. 平成 24年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 92-96. 新保明彦, 2017: 全球アンサンブル予報システムの概

- 要. 平成 28 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 1-8.
- 杉本悟史, 木下信好, 2016: 警報級の可能性. 平成 27 年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 61-100.
- 林久美, 川上正志, 2006: 現業におけるプロダクト. 数 値予報課報告・別冊第52号, 気象庁予報部, 34-37.
- 檜垣将和, 2013: 全球数値予報による台風の予測結果. 気象庁技術報告第 134 号, 気象庁, 148-157.
- 平井雅之, 宮岡健吾, 佐藤均, 杉本裕之, 南敦, 松川知紘, 高谷祐平, 新保明彦, 2015: 1 か月アンサンブル予報 システムの変更の概要. 平成 26 年度季節予報研修テ キスト, 気象庁地球環境・海洋部, 1–5.
- 村規子, 2012: 週間天気予報の新しい作業支援図. 平成23年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 79-85.
- 室井ちあし, 松下泰広, 2013: 最近の改善のまとめ. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 128-129.
- 米原仁, 2010: 週間アンサンブル予報へのモデルアンサンブル手法の導入. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 62-65.
- 米原仁, 2014: 変更の概要. 平成 26 年度数値予報研修 テキスト, 気象庁予報部, 1-3.
- 米原仁, 2016a: 全球数値予報システムの物理過程改良の概要. 平成 28 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-3.
- 米原仁, 2016b: 全球数値予報システムの特性の変化. 平成 28 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 4-29.
- Buizza, R., M. Miller, and T. N. Palmer, 1999: Stochastic representation of model uncertainties in the ECMWF ensemble prediction system. *Quart.* J. Roy. Meteor. Soc., 125, 2887–2908.
- Buizza, R. and T. N. Palmer, 1995: The singular-vector structure of the atmospheric global circulation. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1434–1456.
- Hunt, B. R., E. J. Kostelich, and I. Szunyogh, 2007: Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: a local ensemble transform Kalman filter. *Physica. D.*, 230, 112–126.
- JMA, 2013: Outline of the operational numerical weather prediction of the Japan Meteorological Agency. Appendix to WMO Technical Progress Report on the Global Data-processing and Forecasting System (GDPFS) and Numerical Weather Prediction (NWP) Research, Japan Meteorological Agency, 188 pp.
- Willmott, C. J., C. M. Rowe, and Y. Mintz, 1985: Climatology of the terrestrial seasonal water cycle. J. Climatol., 5, 589–606.

第2章 メソ数値予報システムの改良および毎時大気解析の変更

2.1 メソ数値予報システムの改良の概要1

2.1.1 メソ数値予報システムへの非静力学モデル asuca の導入と鉛直層数の増強

数値予報課では、2007年ごろから次世代の非静力学モデルの力学コアとしてasuca²を開発してきた(気象庁予報部2014)。そして、その力学コアと数値予報課で別途開発している「物理過程ライブラリ」(原2012a)とを組み合わせて新しい数値予報モデルを構築し、気象庁の現業領域モデルであるメソモデル(MSM)、および局地モデル(LFM)へ導入するための開発および検証を進めてきた。

12 年以上の長きにわたって MSM の予報モデルとして活躍してきた気象庁非静力学モデル JMA-NHM (Saito et al. 2006, 2007) は、気象研究所で開発が開始されてから約 30 年が経過している。このため、新しいモデルの開発にあたっては、計算科学の新しい知見を取り入れること、最近の計算機の趨勢に沿ったプログラム構造にすることで高い計算効率を達成すること、そして、内部構造の設計や開発手順を明確にして開発の継続性を確保することを目指して取り組んできた。

2015 年 1 月、LFM の予報モデルをそれまで利用していた JMA-NHM から、asuca と物理過程ライブラリを用いた非静力学モデル(以下、簡単に "asuca"と呼ぶ)に更新した (原ほか 2015)。そして、2017 年 2 月 28 日より、MSM の予報モデルにも asuca を導入した。同時に鉛直層数を従来の 48 層から 76 層に増強した。LFM に加えて、MSM にも asuca を導入したことで、今後の継続的なモデル開発を進める基盤が完成した。

LFMに asuca を導入した際には、対流のイニシエーションのパラメタリゼーションを導入したことなどの一部を除いて、それまで運用してきた JMA-NHMによる LFM とほぼ同じ物理過程が導入され、予測特性の大きな違いは見られなかった (河野・原 2014)。しかし、asuca を MSM に導入する際には、多くの物理過程の改良を同時に行い、多くの点で予測精度の改善が得られている。

以下では、asuca のモデルの仕様、力学過程、物理 過程の旧 MSM との違いとそれらに関連する留意点な どを述べる。

2.1.2 asuca による MSM のモデル仕様

(1) 鉛直層配置

水平格子間隔は従来と同じ $5~\rm km$ であるが、鉛直層数は $48~\rm fl$ から $76~\rm fl$ に増強された。図 $2.1.1~\rm fl$ 、新旧 MSM の鉛直層配置を、全球モデル (GSM) および LFM

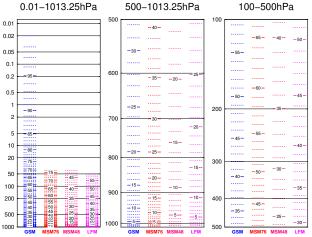


図 2.1.1 GSM(鉛直 100層)、新 MSM(鉛直 76層)、旧 MSM(鉛直 48層)、LFM(鉛直 60層)の鉛直層配置。それぞれの図の上部に示した気圧の範囲を描画している。いずれもフルレベルで、下から 5層ごとに実線で表示し、層番号を付加している。地表面の気圧はいずれも 1013.25 hPa。新旧 MSM および LFM は標高が 0 m の地点のもので、国際標準大気のプロファイルを用いて高度を気圧に変換した。

の鉛直層配置とともに示した。モデルトップは新旧の MSMで同じ(約21.8 km、約40 hPa)であり、鉛直層 数が増加するため、鉛直方向に高解像度になる。また、大気最下層の鉛直層を、旧 MSMでは地表面から20 m (標高が0 m の場合)に配置していたが、新 MSMでは10 m (同)に配置している。これによって、地上風速(地表面から10 m)を診断する際に、地上物理量診断(原2008a)による内挿がほとんど生じず、最下層のモデル面上の風速がほぼそのまま地上風速になる。また、地上気温・比湿(地表面から1.5 m)の地上物理量診断による内挿距離が小さくなり、精度向上が期待できる。

モデルの物理過程はほぼ鉛直 1 次元で計算され、その性能は鉛直層間隔に強く影響される。鉛直 1 次元モデルによる境界層スキームの調査 (原 2012b) などの結果を踏まえて、新 MSM では境界層に対応する高度3000 m(気圧では約 700 hPa に対応) 以下に 30 層を配置している。その高度までは現在の GSM や LFM よりも鉛直方向に高解像度になっている。なお、500 hPaより上層では、GSM とほぼ同じ鉛直層間隔になっている。

(2) 初期値・境界値

今回の更新では、初期値を与える解析システムには変更はなく、非静力学メソ 4 次元変分法 (JNoVA 4DVAR)(本田・澤田 2009; 気象庁予報部 2010) が用いられる。そのため、解析サイクルの中では、同化用のモデルとして引き続き JMA-NHM が用いられる。つまり、MSM の予報モデルが asuca に更新されても、解析システムで作成される初期値には変化はない。

予報モデルの層数は76層に増強されるが、JNoVA

¹ 原 旅人

 $^{^2}$ "Asuca is a System based on a Unified Concept for Atmosphere" $\mathcal O$ 略

4DVARによる鉛直 48 層の初期値を 76 層に内挿して、 予報モデルの初期値とする。

また、境界値として GSM の予測値を用いていることも、従来のシステムと同じである。

2.1.3 asuca による MSM の力学過程

asuca の力学過程については、気象庁予報部 (2014) に詳細が記述されている。ここでは、新旧 MSM の力学過程の違いのうち、モデルの予測特性の違いに関連する変更について、簡単に述べる。

人為的な数値拡散の不使用

新旧の MSM の特性の違いにつながる力学過程の違いの一つは、人為的な数値拡散を新 MSM においては用いていないことである (石田・藤田 2014)。旧 MSM では、4 次精度の移流スキームを用いていて、高周波成分がノイズとなって生じやすくなり、計算安定性に影響を及ぼしていた。そのため、高周波成分をおさえるために数値拡散と呼ばれる人為的な拡散項を加えて、計算安定性を確保していた。また、水蒸気に対する拡散を上昇流が大きいところに選択的に適用する適応水蒸気拡散 (斉藤ほか 2008) も人為的な拡散の一つである。

しかし、計算安定性を確保するためにどの程度の強さの数値拡散を適用すればよいかは自明ではなく、また、その強さが現象の予測の表現にも影響を与えることが知られている (Piotrowski et al. 2009)。そのような背景から、asuca では人為的な数値拡散を用いないこととしている。このことによって、従来の MSM では人為的な拡散によって排除しようとしてきた強い上昇流を、積雲対流スキームによってより適切に成層不安定を取り除くことで抑制する必要性が認識され、積雲対流スキームの改良につながった3。

積雲対流スキームの改良により、格子スケールの強い上昇流が発生しないように成層を安定化しているが、積雲対流スキームの成層安定化が十分に働かずに格子スケールの強い上昇流が予測されてしまう場合がある。そのような場合には、強い上昇流を人為的に抑制する仕組みがほとんどなくなったことで、その強い上昇流によって低気圧の過発達が生じることがある。

計算安定性

旧 MSM では、適応水蒸気拡散など計算安定化のための対策をとってきたものの、計算安定性の十分な確保には至らなかった。そのため、前の初期値のモデル

3 更新した現 MSM よりも積雲対流スキームを強く発動させると、降水の予測精度がさらに改善することが開発の中でわかっている。このことは、積雲対流スキームによって格子平均値では表現されないサブグリッドスケールの成層不安定を解消することの必要性および重要性を示唆していると考えている。ただし、積雲対流スキームをより強く発動させると、下層が非常に乾燥してしまい、モデル予測の成層安定度の情報を入力とするガイダンスなどに大きな影響が及ぶこともわかっており、モデルの降水予測精度およびガイダンスへの影響を勘案して、最終的な積雲対流スキームの強さを決定した。

予測で強い上昇流が予測されて、計算不安定によって モデル予測が異常終了する可能性がある場合には、積 分時間間隔を短くすることで、辛うじて計算安定性を 確保してきた。また、異常終了には至らないものの、 例えば、降水粒子の落下計算で非現実的な挙動を示し、 その結果、1 時間で 200 mm を超えるような降水を予 測する場合もあった。

新 MSM では、上昇流と降水粒子の落下計算を同時に行い、ある鉛直カラムの正味の鉛直速度が大きい場合には、その鉛直カラムでの鉛直流による移流計算を通常より短い積分時間間隔で行うこと(タイムスプリッティング)で計算安定性を確保している。そのため、旧 MSM では懸案であった計算安定性の確保の課題はほぼ解決され、強い上昇流のもとでも計算不安定に陥ることなく、精度よく計算できるようになった。

保存性

新 MSM では、旧 MSM の有限差分法に代わり 有限体積法を用いることで、物質量などの保存量の保存性を高めている (石田・藤田 2014)。新旧 MSM の保存性の違いが特性に表れるのは、質量の保存性を反映した予測領域内の気圧分布である。河野・原 (2014) では、LFM の場合について、モデルの保存性の違いによる予測気圧分布の違いを示し、保存性のよいモデル (asuca)のほうが境界値を与えるモデルの気圧の変化傾向に忠実に追随することを論じている。これは、MSM でも同じであり、特に冬期に気圧が予報時間の経過とともに上昇する傾向が、新 MSM では緩和されている。これについては、第 2.2.1 項の統計検証で示す。

2.1.4 asuca による MSM の物理過程

物理過程の変更は多岐にわたる。旧 MSM からの主な変更点の概略を述べる。

(1) 放射過程

放射過程は、短波放射、長波放射による大気加熱率 (気温の時間変化率)を評価する過程である。

放射伝達計算

MSMの放射伝達計算のスキームは、これまでも GSM の開発成果を利用している。旧 MSM では GSM0507 で導入されたスキームが使われていたが、新 MSM では GSM1403で導入された長波 2 方向近似 (Yabu 2013)を用いたスキームが利用されている。

放射計算における凝結物の雲水と雲氷への分配

放射計算で用いる雲量、および凝結量の算出手法は、新旧 MSM で同じである。ただし、算出した凝結量を水と氷に分配する手法を変更している。旧 MSM では、凝結量における雲水量と雲氷量の比を $0\sim-36^{\circ}\mathrm{C}$ の間における温度の 1 次関数($0^{\circ}\mathrm{C}$ で雲水量の比が 1、 $-36^{\circ}\mathrm{C}$ で 0) で計算して雲水と雲氷に分配していたが、新 MSM では、 $0\sim-23^{\circ}\mathrm{C}$ の間における温度の 2 次関数(上に

凸)で計算して分配している。これは、従来に比べて 雲氷に分配される凝結量が多いことを意味している。 雲氷量が多くなることで、雲からの下向き長波放射量 が増加し、その結果、冬期に地上気温が実況よりも下 がりすぎていた事例の多くで気温低下が抑制されて観 測の気温に近くなった。

(2) 境界層過程

境界層過程は、乱流による運動量、熱、水蒸気の鉛 直輸送を記述する過程である。

MSM の境界層スキームは、Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino モデル (MYNN; Nakanishi and Niino 2009) を旧 MSM から引き続き用いている。 JMA-NHM を用いた MSM では、2007 年 5 月に MYNNレベル3 (MYNN3)と呼ばれる逆勾配を考慮 したスキームを用いてきた (原 2008b)。しかし、そ の後の調査で、実装方法の問題により 鉛直輸送が過大 になりやすく、その結果、鉛直輸送の効果がおよぶ 高度が過大になりやすいことが判明し、2015年1月 に逆勾配項を考慮しない MYNN レベル 2.5 スキーム (MYNN25)に変更し、精度向上が得られた(原 2015)。 今回のモデル更新にあたっては、実装方法を変更して 計算の安定化を図った MYNN3(原 2012c) を採用し ている。この MYNN3 はすでに LFM でも利用され ている (河野・原 2014)。MSM においても、降水予 測、気温予測などに対して、MYNN25と比べたとき の MYNN3 の優位性があることが確認されている。

(3) 雲物理過程

雲物理過程では、水蒸気、雲水、雨、雲氷、雪、霰の6つの水物質の生成、消滅、相互の変換を記述し、それらの質量変化を追跡する(概説は、たとえば原(2012d)など)。

以下では、予測特性の変化に大きく寄与する主要な変更の概要を示すが、そのほかにも、計算安定性の向上を図るための修正(多くの過程の時間変化率の計算における陰的解法の導入)などを行っている。

潜熱補正の導入

雲物理過程における変更の一つが、潜熱補正と呼ばれる補正の導入である。雲物理過程では水の相変化が生じ、それに伴って潜熱が生じる。相変化する量は、水や氷の飽和水蒸気量に依存するが、飽和水蒸気量は温度の関数のため、熱が生じることによって変化する。潜熱によって生じる熱による温度変化を考慮して相変化の量を評価するのが潜熱補正である⁴。一般的に、潜熱補正によって補正された相変化の量は、補正前の量よりも小さくなる。

雪および雨の粒径分布関数の変更

一つ一つの雲・降水粒子の生成、消滅、相互の変換は粒子の直径である粒径の関数で記述できる。そこで、粒径の分布関数を仮定し、粒子個々の質量時間変化率をその分布関数を用いて平均化することで、生成、消滅などの各格子ごとの質量時間変化を計算している(バルク法)。したがって、粒径分布関数としてどのような関数を仮定するかは、追跡する水物質の時間変化に大きな影響を及ぼす。

雨の粒径分布は指数分布でよく記述できることが Marshall and Palmer (1948) によって示され、雪、霰の 粒径分布にも指数分布がよく利用されている。旧 MSM においても、雨、雪、霰の粒径分布に指数分布が用いら れていた。しかし、モデルの予測値を大気データとし て、衛星のセンサーによる観測をシミュレートするソ フトウェアである衛星シミュレータ (Joint-Simulator⁵) を用いて、氷粒子に感度がある周波数帯のマイクロ波の 輝度温度を計算して衛星観測と比較した結果、旧 MSM においては雪がある部分で輝度温度が観測よりも低い ことがわかった。さらなる調査の結果、下層で雪の粒 径が過大であり、これが低すぎる輝度温度の主な原因 であると推定された 6。それを受けて、Roh and Satoh (2014)を参考に粒径分布関数の改良に取り組み、最近 の航空機観測の結果に基づいて提唱されている Field et al. (2007) による粒径分布を採用した。この粒径分 布は気温に対する依存性を持ち、同じ質量であっても 高度によって粒径分布が異なっていることが大きな特 徴の一つである。その結果、課題となっていた下層の 雪の粒径が小さくなり、衛星シミュレータによって計 算されたマイクロ波の輝度温度は観測値に近づいた。

すでに述べたように、粒径分布は粒子の質量変化の評価に大きな影響を及ぼす。Field et al. (2007) による雪の粒径分布は、旧 MSM に比べて粒径が小さくなる傾向があり、その結果、数濃度が大きくなるため、水蒸気が変換されて雪が成長する昇華成長(拡散成長)が大きくなる。旧 MSM では、昇華成長が小さく水蒸気が雪に変換されないため、中層から上層でラジオゾンデ観測などと比べて過大な水蒸気量が予測されていたことがあった。新 MSM では残存する水蒸気量の頻度分布は観測と合致しており、粒径分布の改良が降水粒子の成長にもよい影響を与えている。

同様に、雨の粒径分布についても、最近の観測結果に基づいて提唱されている Abel and Boutle (2012)によるものに変更している。この粒径分布は、雨粒の質量が小さい時には、従来よりも粒径が小さくなる。そ

⁴ 旧 MSM においても、水蒸気と雲水の相互変換である飽和 調節においては、相変化で生じる温度変化の影響を考慮して いた。新 MSM では、相変化が生じる過程すべてで考慮して いる。

⁵ 日本国内の大学や研究機関が共同で開発している。https://sites.google.com/site/jointsimulator/home_jp
⁶ 第 8 回数値モデル研究会(2015 年 3 月 27 日開催)における講演「衛星データシミュレータ Joint-Simulatorを用いた気象庁メソモデル・局地モデルの雲の検証」(原 旅人)。http://pfi.kishou.go.jp/modelkenkyukai2014.html

のため、落下速度が小さくなり、地表面に達する前に 大気中にとどまる時間が長くなる。その結果、雨粒が 蒸発しやすくなる。

格子内不均一性の考慮

旧 MSM においては、格子値(格子平均値)の比湿が飽和水蒸気比湿に達しないと凝結が生じなかった。これは、格子内は均一であることを仮定していることに対応する。一方、GSM など、水平格子間隔が数十 km以上のモデルでは、格子内の温度や総水量の揺らぎを確率密度関数を用いて考慮している(その解説は中川(2012)などを参照)。どの程度、水平格子間隔を小さくすれば格子内の不均一性を無視できるかは自明ではないが、水平格子間隔が数 km では雲の有無に関して均一とはみなせないだろう 7。そこで、Smith (1990)に従って格子内不均一を表す量である雲量を評価し、水雲の有無、氷雲の有無、さらに降水の有無で合計 8 つのケースに分けて雲物理の各過程の時間変化率を計算し 8、雲量によって加重平均することで、格子内の不均一を取り入れた。

旧 MSM では、上空から降水粒子が落下してきたり、 積雲対流スキームが凝結物を格子に反映させたりして も、格子平均で未飽和であれば、直ちに蒸発してしまっ ていた。新 MSM では、一つの格子内で、飽和して雲 が生成している部分と、未飽和で雲がない部分が共存 できるようになったため、格子平均が未飽和であって も直ちに蒸発させるとは限らず、後述する蒸発抑制を 用いなくても、観測に対応するような降水を予測でき るようになった。

Smith (1990) のスキームでは、凝結が生じ始める相対湿度をパラメータとして設定する必要がある。これは、総水量の確率密度関数の揺らぎの幅に対応するものである。新 MSM においては、このパラメータを95%と設定している。なお、このパラメータは解像度に依存し、より高解像度で格子不均一性が小さい場合には100%に近づける必要がある。

蒸発抑制の廃止

旧 MSM においては、雨、雪、霰の蒸発量をオリジナルのスキームから計算される値から抑制していた(雨、霰は 50%、雪は 30%)。これは、計算される蒸発量が過大で、その結果、降水量が観測よりも少なくなって

7 欧州中期予報センター (ECMWF) で 2012 年に開催された「雲と降水のパラメタリゼーションに関するワークショップ」において、英国気象局の Cyril Morcrette 氏は、雲の不均一性の格子サイズによる違いについての航空機による観測結果を外挿すると、格子内の雲の不均一性が無視できるのは水平格子間隔が 180 m 以下の場合である、と報告している。https://www.ecmwf.int/sites/default/files/elibrary/2012/14811-subgrid-cloud-parametrization-issues-met-office-unified-model.pdf

8 8 つのケースのうち、時間変化率がゼロではないのは高々 2~3 つである。 しまうことの対策として設けられたものである⁹。抑制をしないと蒸発量が過大であった原因としては、潜熱補正や格子内不均一性が考慮されていなかったことが考えられるため、これらの導入とともに蒸発抑制を廃止した。潜熱補正や格子内不均一性の考慮だけでは蒸発が依然として過大になる傾向が見られたが、雪や雨の粒径分布の変更とあわせることで、モデル予測の比湿が下層を中心に観測により近づくようになった。

この蒸発抑制のために、旧 MSM では下層で乾燥する傾向が見られたが、新 MSM ではその傾向が改善している。これについては、第 2.2.1 項の統計検証で改めて触れる。

(4) 積雲対流過程

積雲対流過程は、積雲対流の発生、積雲対流に伴う 運動量、熱、水蒸気の鉛直輸送、それに伴う水の相変 化などを表現して、不安定な成層を安定化させる過程 である。新旧 MSM ともに、Kain and Fritsch (1990) や Kain (2004) による積雲対流スキームをベースとし ているが、新 MSM では多くの改良を行った。以下に、 特性の変化に大きく寄与する主要な変更の概要を示す。

トリガーの見直しおよび対流によって生じた降水の扱い 積雲対流スキームは、大気の成層安定度などがある 条件を満たしたときに発動する仕組みになっており、 その仕組みをトリガー、その発動条件をトリガー条件 と呼んでいる。旧 MSM のトリガー条件は、凝結高度 (LCL) における格子スケールの上昇流の大きさに依存 しており (成田 2008)、地形や風の収束による強制上 昇が存在する場合に、積雲対流スキームが発動する設 計となっていた。そのため、地形や風の収束による強 制上昇が弱いと混合層の上端(特に海上)で対流が発 生しにくく、対流が発生しないまま海上を成層不安定 な気塊が移動していく中で対流有効位置エネルギーが 蓄積され、それが陸上に達して地形や風の収束による 強制上昇が表現されたとたんに、積雲対流スキームが 強く働くため、陸上にのみ強い降水を予測することが あった。

また、旧 MSM の積雲対流スキームでは、積雲対流による熱や水蒸気の輸送で生じた降水を直ちに地上に落としていたため、陸上で積雲対流スキームが発動した際に山の風上斜面に集中的に降水を予測してしまうことがあった。この問題は、成田・森安 (2010)で述べられている改良(標高が高いところで積雲対流スキームによる安定化を抑制する)によって軽減されたものの、上に述べたような根本的な原因を踏まえた上での解決策ではなかった。

 $^{^9}$ 前述の格子内不均一性の効果を間接的に考慮したもの、という面もあるが、それを考慮するためにどのくらいに抑制すべきかは明らかではなく、チューニングパラメータとなっていた。なお、水平格子間隔 $2~{\rm km}$ の LFM では抑制を行っていない。

上で述べた原因を踏まえて抜本的な解決を図るため、 トリガー条件を見直した。新 MSM のトリガー条件は混 合層の高さや地表面フラックスなどに依存し、地形や風 の収束による強制上昇が弱い場合に積雲対流スキーム を発動させることに重点をおいた。その結果、旧 MSM では積雲対流の発生が少なかった海上でより 積雲対流 スキームが発動されるようになる。また、旧 MSM で は直ちに地上に落としていた積雲対流による降水を、 雨、雪、霰として大気中に戻し、その後の時間発展を 力学過程と雲物理過程で追跡するようにした。この結 果、これらの雲物理量が移流によって風下に流される 効果が加味されるとともに、雲物理過程の中での成長、 落下等が計算されるようになった。これらの改良によっ て、海上での積雲対流の過少、陸上における過大な積 雲対流スキームの発動、山の風上斜面での降水予測の 集中といった課題を軽減することができた。

トリガーの改良によって、旧 MSM よりも 積雲対流 スキームの発動頻度が高くなる。そのため、成層不安 定が旧 MSM よりも解消され、成層状態がより安定に なっている。積雲対流スキームが発動された領域は、衛 星画像で見たときの雲域との一致がよくなることを確 認しており、より適切な扱いであると考えられる。

混合率(エントレインメント率)の修正

積雲対流には、積雲の外部の乾燥空気を積雲の中に取り入れるエントレインメントと呼ばれる水平方向の空気の流れがある。エントレインメントとは、積雲の周囲にある相対的に冷たくて乾燥している鉛直方向の運動量が小さな空気を積雲の中に取り込む過程であり、これによって積雲対流の発達は抑制される。このようにエントレインメントは、積雲対流の強さに大きな影響を及ぼす現象であり、MSMの積雲対流スキームにおいても考慮されている。

積雲対流スキームにおいては、エントレインメントも考慮した気塊の断熱的な持ち上げによって積雲の雲頂高度を診断している。雲頂高度は積雲対流の強さを表す一つの指標であり、エントレインメントが弱く積雲対流が強いと雲頂高度が高くなる。モデルで診断される積雲の雲頂高度と、ひまわりの衛星画像から推定された積雲域の雲頂高度 (Mouri et al. 2016)を比較してみると、旧 MSM におけるエントレインメントの設定ではモデルの雲頂高度の方が高い場合が多いことが判明した。それを受けて、新 MSM ではモデルの雲頂高度が衛星観測からの推定値に近づくようにエントレインメントを強くし、積雲対流の強さをより適切なものとした。

2.1.5 地表面過程・地面温度予測

地表面過程・地面温度予測は、原ほか (2008) で詳細 に解説されている JMA-NHM によるものと大きな違いはない。海面温度、雪の分布が予報初期から固定されていることも従来の MSM と同じである。異なる点

について、以下に列挙する。

海陸タイル化

旧 MSM では、各格子は海陸比によって陸格子か海格子のいずれかに分類され、格子内で海陸が混在していることは考慮していない。新 MSM においては、海陸タイル化を導入し、海、陸が混在している格子については、海と陸の両方の地表面フラックスを計算したのちに、海陸比によって海と陸の地表面フラックスを加重平均した値をその格子の地表面フラックスとしている。これによって、海岸線付近では、海上と陸上における地上気温や風速の不連続が軽減される。

地中温度予測のための層数

新旧 MSM ともに、地中の熱拡散方程式を解くことで地中の温度を予測している。旧 MSM では深さ $2\sim 89~{\rm cm}$ までに $4~{\rm fe}$ を配置しているが、新 MSM では深さ $0\sim 約~60~{\rm cm}$ までに $9~{\rm fe}$ を配置している。高解像度化されているとともに、深さ $0~{\rm cm}$ の地表面にも層を配置していることが、旧 MSM と異なることである(旧 MSM では地中 $2~{\rm cm}$ の深さの層を地表面と見なしていた)。高解像度化によって、熱拡散方程式を解く際の地中温度の変化の振幅および位相の誤差が小さくなるとともに、地表面に層を配置することで、地表面における強制力(地表面フラックス、放射フラックス)に敏感に応答するようになった。

2.1.6 まとめ

予報モデルとして asuca が導入された新しい MSM のモデル仕様、力学過程、物理過程について、旧 MSM と比較しながら概観した。今回の予報モデルの更新では、物理過程を中心に多くの改良が加えられており、その結果、旧 MSM に比べ特性が変わった部分がある。次節では、本節における説明を踏まえて、統計検証や事例を通じて、MSM の予測特性の変化について紹介する。

参考文献

石田純一,藤田匡, 2014: asuca の開発理念. 数値予報 課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 19-28.

河野耕平, 原旅人, 2014: LFMとしての asuca の特性. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 108-117

気象庁予報部, 2010: 非静力学メソ 4 次元変分法. 数値 予報課報告・別冊第 56 号, 気象庁予報部.

気象庁予報部, 2014: 次世代非静力学モデル asuca. 数値予報課報告・別冊第60号, 気象庁予報部.

斉藤和雄, 石田純一, 荒波恒平, 中山寛, 2008: 計算安定 性向上のための開発. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 52-57.

中川雅之, 2012: 雲過程. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 70-75.

- 成田正巳, 2008: Kain-Fritsch スキームの改良とパラメータの調整. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 103-111.
- 成田正巳, 森安聡嗣, 2010: メソモデルの対流スキーム の変更. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁 予報部, 53-61.
- 原旅人, 大泉三津夫, 三浦大輔, 2008: 地表面過程. 数值 予報課報告·別冊第54号, 気象庁予報部, 166-194.
- 原旅人, 2008a: 地上物理量診断. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 181-184.
- 原旅人, 2008b: 改良 Mellor-Yamada モデル. 数値予報 課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 128-132.
- 原旅人, 2012a: 物理過程ライブラリの開発. 数値予報 課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 205-208.
- 原旅人, 2012b: 鉛直 1 次元モデルによる評価 (2)-層積 雲を伴う海上の境界層の日変化 (EUROCS Sc). 数値 予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 150-158.
- 原旅人, 2012c: 鉛直 1 次元モデルによる評価 (1)-雲の ない陸上の境界層の日変化 (GABLS2). 数値予報課 報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 138-149.
- 原旅人, 2012d: 雲物理過程. 数値予報課報告・別冊第 58号, 気象庁予報部, 76-89.
- 原旅人, 幾田泰酵, 伊藤享洋, 松林健吾, 2015: asuca が 導入された局地数値予報システム. 平成 27 年度数値 予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-23.
- 原旅人, 2015: 境界層過程· 地上物理量診断の改良. 平成27年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 24-43.
- 本田有機,澤田謙, 2009: 非静力学メソ 4 次元変分法の 現業化. 平成 21 年度数値予報研修テキスト, 気象庁 予報部, 65-71.
- Abel, S. J. and I. A. Boutle, 2012: An improved representation of the raindrop size distribution for single-moment microphysics schemes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **138**, 2151–2162.
- Field, P. R., A. J. Heymsfield, and A. Bansemer, 2007: Snow Size Distribution Parameterization for Midlatitude and Tropical Ice Clouds. J. Atmos. Sci., 64, 4346–4365.
- Kain, J. S., 2004: The Kain-Fritsch Convective Parameterization: An Update. J. Appl. Meteor., 43, 170–181.
- Kain, J. S. and J. M. Fritsch, 1990: A One-Dimensional Entraining/Detraining Plume Model and Its Application in Convective Parameterization. J. Atmos. Sci., 47, 2784–2802.
- Marshall, J. S. and W. M. K. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, **5**, 165–166.
- Mouri, K., H. Suzue, R. Yoshida, and T. Izumi, 2016: Algorithm Theoretical Basis Document for Cloud

- Top Height Product. Meteorological Satellite Center Technical Note, **61**, 33–42.
- Nakanishi, M. and H. Niino, 2009: Development of an Improved Turbulence Closure Model for the Atmospheric Boundary Layer. J. Meteor. Soc. Japan, 87, 895–912.
- Piotrowski, Z. P., P. K. Smolarkiewicz, S. P. Malinowski, and A. A. Wyszogrodzki, 2009: On numerical realizability of thermal convection. *J. Comput. Phys.*, 228, 6268–6290.
- Roh, W. and M. Satoh, 2014: Evaluation of Precipitating Hydrometeor Parameterizations in a Single-Moment Bulk Microphysics Scheme for Deep Convective Systems over the Tropical Central Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 2654–2673.
- Saito, K., J. Ishida, K. Aranami, T. Hara, T. Segawa, M. Narita, and Y. Honda, 2007: Nonhydrostatic Atmospheric Models and Operational Development at JMA. J. Meteor. Soc. Japan, 85B, 271–304.
- Saito, K., T. Fujita, Y. Yamada, J. Ishida, Y. Kumagai, K. Aranami, S. Ohmori, R. Nagasawa, S. Kumagai, C. Muroi, T. Kato, H. Eito, and Y. Yamazaki, 2006: The Operational JMA Nonhydrostatic Mesoscale Model. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 1266–1298.
- Smith, R. N. B., 1990: A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 116, 435– 460.
- Yabu, S., 2013: Development of longwave radiation scheme with consideration of scattering by clouds in JMA global model. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, 4.7–4.8.

2.2 メソ数値予報システムの特性の変化 ¹

本節では、予報モデルとして asuca が導入された新 しい MSM について、統計検証、事例検証を通じて、留 意すべき予測特性の変化を中心に紹介する。

2.2.1 統計検証

以下では、夏冬それぞれ約1か月間の新旧 MSM の予測を実行し、統計検証を行った。降水、鉛直プロファイル、地上要素の検証手法は瀬川 (2005)で示されているものと同じである。また、各種スコアや POD-SR ダイアグラムなどの解説は付録 D を参照されたい。

実験期間は、夏期実験が 2015 年 8 月 7 日から 9 月 11 日まで、冬期実験が 2016 年 1 月 16 日から 2 月 17 日までで、旧 MSM、新 MSM をそれぞれ CNTL, TEST と称する。第 2.1.2 項 (2) で説明したように、解析システムの変更はないため、新旧 MSM ともに同じ初期値を用いて実行している。

(1) 対解析雨量による降水予測の検証 夏期実験

図 2.2.1 に、夏期実験における 3 時間降水量予測の 閾値別のスコアを示す。ほぼすべての閾値でスレット スコアが大きく上昇している。また、弱い降水では 1 を下回り、強い降水では 1 を超えていたバイアススコ アがいずれも 1 に近づき、予測頻度が観測頻度に近づ いている。このように、降水予測の精度は大幅に向上 している。

POD-SR ダイアグラムを見ると、10 mm/3hより弱い降水では、それぞれの閾値に対応する点が上に移動しており、空振り率は変わらずに、捕捉率が増加したことを示している。それよりも強い降水では、点が右上に移動している。これは、捕捉率が増加した上に、空振り率が減少していることを示している。このように、旧 MSM では予測できていなかった降水を予測できるようになるとともに、旧 MSM では頻度が高かった実況にない強い降水の予測を減らしている。

第 2.2.2 項で事例を通じて示すように、新 MSM では、前線からやや離れた場所に代表されるような、対流を発生させる強制上昇をもたらす効果が弱い場合に、旧 MSM よりも精度よく降水を予測している事例が多く見られる。新 MSM では強制力が弱い場所で積雲対流スキームが発動しやすくなることが功を奏していると考えられる。また、旧 MSM では、前線などの強制力が強い場所の近くで強い降水を集中させすぎることが多かったのに対し、新 MSM ではそのような傾向が軽減されている。これも、強制力が弱い領域でも成層の安定化が行われることと関係していると推測される。

冬期実験

図 2.2.2 に、冬期実験における 3 時間降水量予測の 関値別のスコアを示す。冬期実験では、15 mm/3h よりも強い降水では、スレットスコアに改善が見られるものの、10 mm/3h よりも弱い降水についてはやや悪化している。バイアススコアを見ると、全体的に予測 頻度が過大になっている様子がわかる。

POD-SRダイアグラムを見ると、15 mm/3hよりも強い降水では点が右上に移動しており、捕捉率の向上および空振り率の減少という改善が見られるものの、10 mm/3hよりも弱い降水では点が左上に移動している。これは、捕捉率は向上しているものの、空振り率が高くなってしまっていることを表している。第2.2.2項で事例で示すように、新 MSM では旧 MSM に比べて、冬期の発達した低気圧などに伴う降水がやや強く予測されてしまう傾向が見られる。

雲物理スキームにおける蒸発抑制の廃止によって、新 MSM では旧 MSM に比べて下層が湿っていることが多く(観測とは整合的)、その結果、新 MSM の方が成層がやや不安定になっている。そのため、新 MSM では旧 MSM よりも強い格子スケールの上昇流が見られることが多いことがわかっており、過大な降水量予測はそれと関連している可能性がある。

(2) 対ラジオゾンデ観測による鉛直プロファイルの 検証

図 2.2.3 に、ジオポテンシャル高度の初期時刻、12 時間、24 時間、36 時間予測の、ラジオゾンデ観測に対する平均誤差 (ME) の鉛直プロファイルを示す。また、気温、風速、比湿(いずれも 36 時間予測)の平均誤差 (ME)、二乗平均平方根誤差 (RMSE)の鉛直プロファイルを図 2.2.4、図 2.2.5、図 2.2.6 にそれぞれ示す。

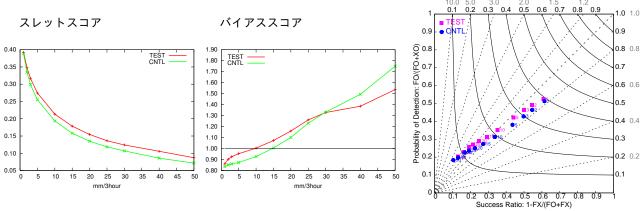
高度場

旧 MSM では、夏期でも冬期でも予測時間の経過とともに高度場の ME が増加する傾向(ドリフト)が見られる。一方、新 MSM の夏期では、初期時刻から 12時間予測で ME が負の方向にシフトするが、12時間予測以降は ME が全層でほぼ一定となっており、旧 MSM で見られるようなドリフトが見られない。旧 MSM で見られたような、予測時間の経過とともに気圧が上昇する傾向が改善していることがわかる。

冬期実験においては、旧 MSM に比べるとその大きさは小さいものの、新 MSM においても正の方向へのドリフトが見られる。新 MSM では、境界値の気圧の変動に忠実に追随するが、境界値として用いている GSM の予測に正の方向へのドリフト 傾向があることが確認されており、それを反映していると考えられる。

これらの特性の変化は主に力学過程の違いによるものである。

¹ 原 旅人、倉橋 永



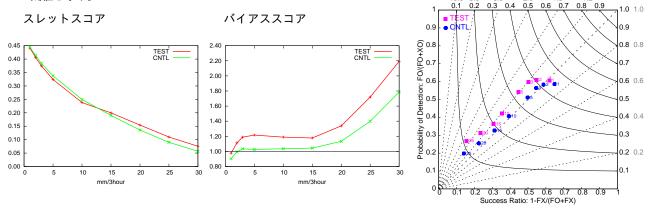


図 2.2.2 図 2.2.1 に同じ。ただし、冬期実験の検証結果。

気温

夏期、冬期ともに RMSE には大きな変化はあまり見られないが、ME の絶対値が多くの気圧面でゼロに近づいており、バイアスの縮減が見られる。これらには、雲物理、積雲対流の各スキームの改善が寄与していると考えられる。なお、冬期の 925 hPa の気温の ME および RMSE が大きく違うように見えるが、旧 MSM では中国の華南付近で気温が予測時刻の経過とともに高くなり ME の正ドリフトが見られ、その影響で ME が正になっている。新 MSM ではその正ドリフトがほぼ除去されており、その結果として、ME が負に転じた。

風速

夏期、冬期ともに、旧 MSM で各層で見られた風速の負バイアスがやや縮小しているのが分かる。

比湿

夏期については、925 hPa、および 700~500 hPaで 負バイアスが改善しており、特に 925 hPaの負バイア スの縮小が大きい。これらには、気温同様、雲物理や 積雲対流スキームの改良が寄与していると考えられる。 また、925 hPaの負バイアスの大きな縮小には、雲物 理スキームにおける降水の蒸発抑制の廃止の効果が大 きい。一方、850 hPaに見られる負バイアスはやや拡 大している。このバイアスは積雲対流スキームの変更 に敏感であることがわかっており、この改善は今後の 課題である。

冬期については、夏期と同様に 925 hPa における負バイアスを改善している一方で、700 hPa 付近で負バイアスが拡大している。このバイアスは、積雲対流や雲物理スキームの挙動の変化が関連している可能性が考えられる。

(3) 地上要素

地上気温、地上風速および地上比湿の予測対象時刻ごとの ME, RMSE を図 2.2.7、図 2.2.8、図 2.2.9 に、海面更正気圧の予測時間ごとの ME, RMSE を図 2.2.10 に示す²。地上気温と地上風速はアメダス観測に対して、地上比湿と海面更正気圧は SYNOP 観測に対して検証を行っており、観測点を取り 囲む 4 格子点がいずれも陸上である場合を検証対象としている。そのため、いずれも陸上での予測結果の検証になっている。

地上気温

夏冬ともに、夜間の地上気温予測の改善が見られる。 旧 MSM の夜間の地上気温予測では、夏には正バイア

² 地上気温、地上風速および地上比湿は日変化による誤差が、 海面更正気圧では予測時間による誤差が卓越するため、前者 は予測対象時刻ごとに、後者は予測時間ごとの検証結果を示 している。

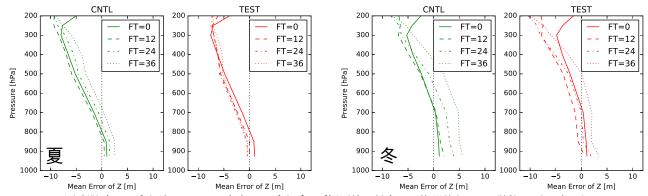


図 2.2.3 予測時間ごとのジオポテンシャル高度のラジオゾンデ観測値に対する平均誤差(ME、単位: m)。左から旧 MSM の 夏期実験、新 MSM の夏期実験、旧 MSM の冬期実験、新 MSM の冬期実験。実線、破線、一点鎖線、点線がそれぞれ初期 時刻、12 時間予測、24 時間予測、36 時間予測を示す。縦軸は気圧(単位: hPa)

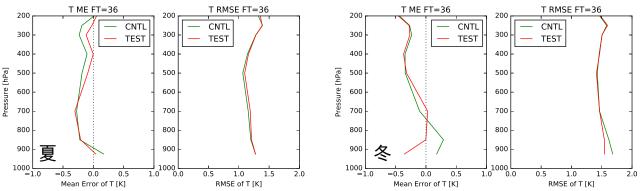


図 2.2.4 気温(単位: K)の 36 時間予測についてのラジオゾンデ観測に対する平均誤差 (ME)及び二乗平均値平方根誤差 (RMSE)の鉛直プロファイル。左から夏期実験の ME, RMSE、冬期実験の ME, RMSE。緑線が旧 MSM、赤線が新 MSM。 縦軸は気圧(単位: hPa)。横軸のスケールは ME と RMSE で揃えてある。

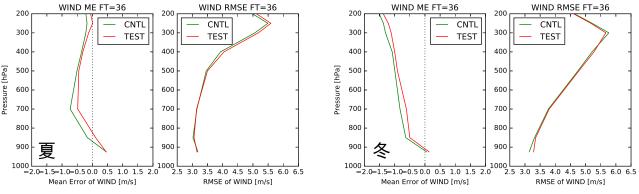


図 2.2.5 図 2.2.4 と同じ。ただし、風速(単位: m/s)の 36 時間予測の検証結果。

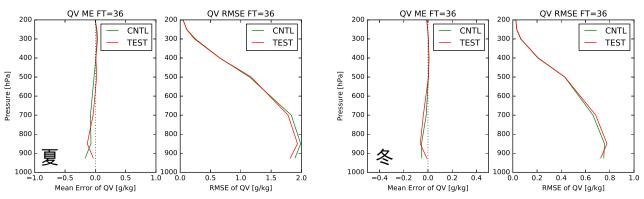


図 2.2.6 図 2.2.4 と同じ。ただし、比湿(単位: g/kg) の 36 時間予測の検証結果。

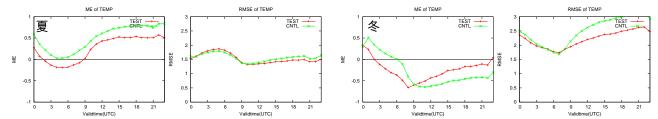


図 2.2.7 夏期および冬期実験における地上気温予測の、アメダス観測に対する ME および RMSE(予測対象時刻別、単位: K)。左から、夏期実験の ME, RMSE、冬期実験の ME, RMSE。緑線: 旧 MSM、赤線: 新 MSM。

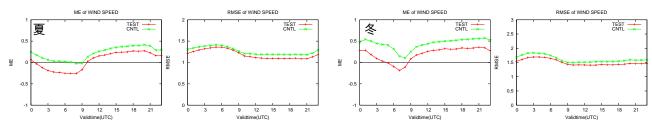


図 2.2.8 図 2.2.7 に同じ。ただし、要素は地上風速(単位: m/s)。

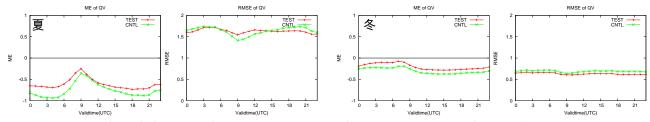


図 2.2.9 夏期および冬期実験における地上比湿予測の、SYNOP 観測に対する ME および RMSE(予測対象時刻別、単位: g/kg)。左から、夏期実験の ME, RMSE、冬期実験の ME, RMSE。緑線: 旧 MSM、赤線: 新 MSM。

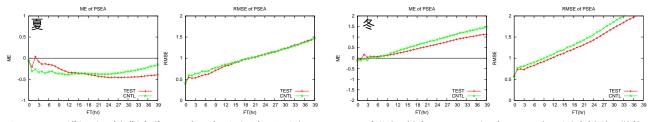


図 2.2.10 夏期および冬期実験における海面更正気圧予測の、SYNOP 観測に対する ME および RMSE(予測時刻別、単位: hPa)。左から、夏期実験の ME, RMSE、冬期実験の ME, RMSE。緑線: 旧 MSM、赤線: 新 MSM。

ス、冬には負バイアスがあった。新 MSM ではそれらのバイアスを縮小し、RMSE も減少している。特に冬の夜間の地上気温は、旧 MSM では雲が少ない場合に気温が下がりすぎることがあったが、このような事例が減って精度が大幅に改善した。これらは、地表面過程(地中温度予測のための層の増強)、放射過程(雲水と雲氷の割合についての温度依存性の変更)の改良が主に寄与している。

一方、新 MSM の昼間の気温は、旧 MSM に比べて夏 冬ともにやや下がる傾向があり、旧 MSM においても 十分ではなかった高温の予測精度がまだ不足している。

地上風速

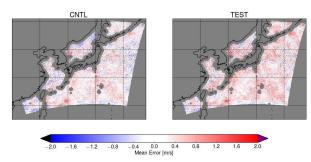
地上風速は、正バイアスを示す ME が全予測対象時刻で小さくなっていることから、新 MSM では旧 MSM に比べて、陸上の風速がやや弱くなる傾向が見られる。アメダスで観測した風速の頻度分布と予測の頻度分布

を比べると、旧 MSM では弱い風速(2 m/s 以下)の予測頻度が過少になっているのに対し、新 MSM ではその弱い風速の予測頻度が増えて、観測の頻度分布と傾向の一致がよくなっている。ただし、旧 MSM でも過少であった強風(15 m/s 以上)の予測頻度はさらに少なくなり、強風の予測が旧 MSM よりもやや少なくなっている(図略)。

海上の風速は、陸上とは逆に、新 MSM のほうが 旧 MSM よりも強くなっている。図 2.2.11 は散乱計 ASCAT による海上風速の観測に対するモデル予測の ME である。夏冬ともに風速が強まることで、夏は旧 MSM に見られた正バイアスがやや大きくなり、冬は 負バイアスを小さくしている。

地上比湿

夏期、冬期ともに、旧 MSM では全日にわたって負バイアスが見られていたが、新 MSM では、負バイアス



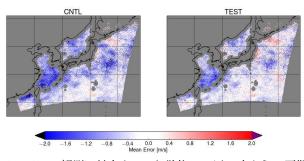


図 2.2.11 夏期および冬期実験における海上における地上風速の、ASCAT の観測に対する ME(単位: m/s)。左から、夏期 実験の旧 MSM、新 MSM、冬期実験の旧 MSM、新 MSM。緯度および経度で 0.1 度ごとに分割し、分割された領域内で誤差を平均した。灰色の領域は、観測または予測がない領域を示す。

は残るものの、その負バイアスの大きさは小さくなっている。これには、雲物理スキームにおける降水の蒸発抑制の廃止が寄与していることが確認されている。これは対ラジオゾンデ観測による鉛直プロファイルの検証による下層の比湿の予測特性の変化とも合致している。

海面更正気圧

夏期においては、旧 MSM では予測の後半で ME が上昇していく正ドリフトが見られるが、新 MSM では予測前半で ME が下がったのちに、予測後半ではその ME がほぼ一定となっている。また、冬期においては、新旧 MSM の両方に、予測時間の経過とともに、ME が上昇する傾向が見られるが、新 MSM の方がその上昇幅が小さい。これらは、(2) のジオポテンシャル高度の検証結果において示した結果と整合している。

(4) 成層安定度

新 MSM の夏期の気温誤差の鉛直プロファイル(図 2.2.4) には、600 hPaより上層で負バイアスの縮小、ま た、比湿誤差(図 2.2.6) には、925 hPaと 700 hPaか ら 500 hPa の間で負バイアスの縮小、850 hPa で負バ イアスの拡大が見られる。これらの変化の要因の一つ は、新 MSM の積雲対流スキームが、旧 MSM よりも 高頻度で発動して成層不安定をより 解消していること である。この変化は、モデルの予測値から診断される 成層安定度に影響を及ぼしている。図 2.2.12 は、新旧 MSM の SSI の予測についての、ラジオゾンデ観測に 対する誤差の頻度分布である。観測された SSI が 0 以 下という非常に不安定である場合には、新 MSM の頻 度分布は旧 MSM の頻度分布より 右側にシフトしてお り、新 MSM のほうが SSIを大きく評価しやすい、つ まり、成層が安定となっていることを示している。ま た、旧 MSM においても頻度分布のピークは正のとこ ろに位置しており正バイアスが見られるが、新 MSM ではその頻度分布をさらに右側にシフトするので、正 バイアスを拡大させている。

それよりも少し不安定が弱い、SSIが0より大きく 2以下の場合には、SSIの誤差が負、つまり成層不安定

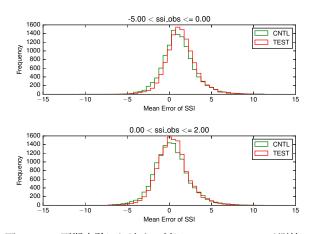


図 2.2.12 夏期実験における、新旧 MSM の SSI の予測値の ラジオゾンデ観測に対する誤差の頻度分布。(上段) -5 < SSI の観測値 ≤ 0 の場合、(下段) 0 < SSI の観測値 ≤ 2 の場合。緑が旧 MSM、赤が新 MSM。

を過大に評価している頻度が減って、誤差が0付近の頻度が増えている。これは、旧 MSM では過大に評価されやすかった成層不安定が、新 MSM ではより適切に予測できるようになっていることを示している。

2.2.2 降水予測に着目した新旧 MSM の事例比較 (1) 対流を発生させる強制力が弱い場合

図 2.2.13、図 2.2.14、図 2.2.15 に示した事例 1, 2, 3

では、いずれの事例でも日本の近傍に前線が解析されているが、前線付近だけでなく、前線からやや離れた場所(事例1では近畿・中国地方、事例2では山口県付近、事例3では関東南部)でまとまった降水が観測されているのが特徴である。そして、それらの降水を新MSMでは旧MSMよりも予測できている。また、旧MSMで見られる強い降水を集中させ過ぎている傾向(事例1の紀伊半島の東の海上、事例2の九州南部)が

これらの事例のように、地形や風の収束といった強制上昇が弱く、対流を発生させるきっかけがはっきりしない場合に、新 MSM では旧 MSM よりも適切に積

新 MSM では緩和されて、より適切な広がりをもって

予測されている。

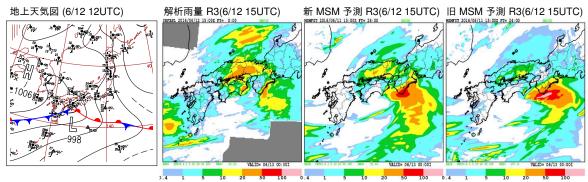


図 2.2.13 [事例 1](左から) 2016 年 6 月 12 日 12UTC のアジア太平洋地上天気図(日本付近を拡大して抜粋)、6 月 12 日 15UTC における解析雨量による前 3 時間降水量、6 月 12 日 15UTC における新 MSM の前 3 時間降水量予測(初期時刻は 6 月 11 日 15UTC)、同初期時刻・同予測対象時刻における旧 MSM の前 3 時間降水量予測。単位: mm/3h。

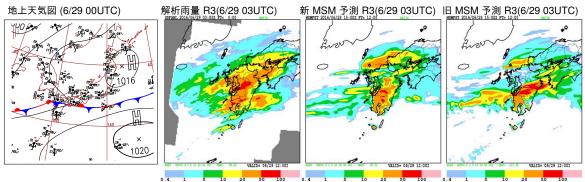


図 2.2.14 [事例 2](左から) 2016 年 6 月 29 日 00UTC のアジア太平洋地上天気図(日本付近を拡大して抜粋)、6 月 29 日 03UTC における解析雨量による前 3 時間降水量、6 月 29 日 03UTC における新 MSM の前 3 時間降水量予測(初期時刻は6 月 28 日 15UTC)、同初期時刻・同予測対象時刻における旧 MSM の前 3 時間降水量予測。単位:mm/3h。

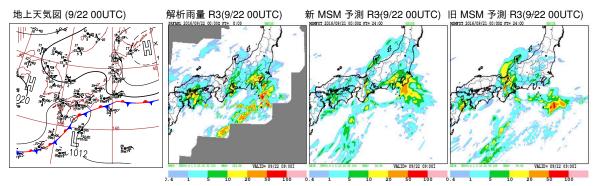


図 2.2.15 [事例 3] (左から) 2016 年 9 月 22 日 00UTC のアジア太平洋地上天気図(日本付近を拡大して抜粋)、9 月 22 日 00UTC における解析雨量による前 3 時間降水量、9 月 22 日 00UTC における新 MSM の前 3 時間降水量予測(初期時刻は 9 月 21 日 00UTC)、同初期時刻・同予測対象時刻における旧 MSM の前 3 時間降水量予測。単位:mm/3h。

雲対流を表現して、成層不安定を解消して降水を予測 しているものと考えられる。これは、積雲対流スキー ムのトリガーの改良でねらったことと合致した結果で ある。

このように、旧 MSM では予測が困難であった弱い強制力のもとでの対流とそれに伴う降水が、新 MSM ではある程度予測できるようになったことが夏期における降水予測の統計検証で見られた捕捉率の向上に寄与している。また、強制力が弱い場合に、旧 MSM では成層を安定化できずにエネルギーが蓄積され、地形や収束などの強制力が強くなったときに強い対流を発

生させ、その結果、強い降水を集中させすぎる傾向が 見られた。新 MSM ではその傾向が緩和されたことが、 強い降水に対する空振り率の縮小に寄与していると考 えられる。

(2) 対流を発生させる強制力が強い場合、低気圧の過発達について

対流を発生させる強制力が強く、スケールが大きな上昇流が卓越している台風や発達した低気圧がある場合には、新旧 MSM の予測に大きな違いは見られないことが多い。図 2.2.16 で示した事例 4 は、北海道に台風が接近している事例であるが、新旧 MSM の降水量

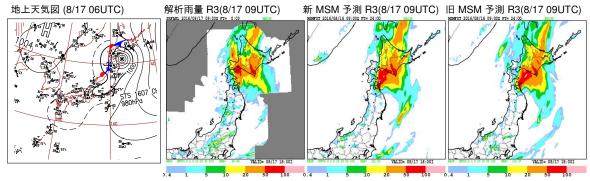


図 2.2.16 [事例 4](左から) 2016 年 8 月 17 日 06UTC のアジア太平洋地上天気図(日本付近を拡大して抜粋)、8 月 17 日 09UTC における解析雨量による前 3 時間降水量、8 月 16 日 09UTC における新 MSM の前 3 時間降水量予測(初期時刻は 8 月 16 日 09UTC)、同初期時刻・同予測対象時刻における旧 MSM の前 3 時間降水量予測。単位: mm/3h。

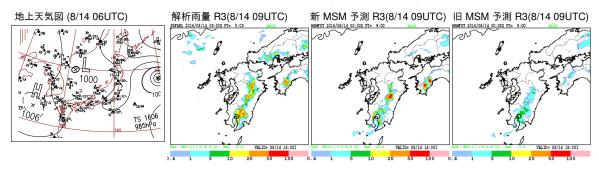


図 2.2.17 [事例 5](左から) 2016 年 8 月 14 日 06UTC のアジア太平洋地上天気図(日本付近を拡大して抜粋)、8 月 14 日 09UTC における解析雨量による前 3 時間降水量、8 月 14 日 09UTC における新 MSM の前 3 時間降水量予測(初期時刻は 8 月 14 日 00UTC)、同初期時刻、同予測対象時刻における旧 MSM の前 3 時間降水量予測。単位: mm/3h。

予測にあまり大きな違いは見られない。

ただし、旧 MSM に比べると、新 MSM の方が低気 圧や台風の中心示度が低く予測される事例が見られる。 このような場合、新 MSM による中心示度がより低く なった予測が実況に近かったこともあれば、低くなり すぎてしまった場合もあった。また、新 MSM で実況 よりも過発達を予測している事例では、旧 MSM の予 測でも過発達であったが、その程度が新 MSM の方が 強い場合が多く見られた。

MSM における低気圧の過発達については原 (2015) で考察が行われているが、同じ知見が新 MSM でも適 用できる。低気圧の過発達は、格子スケールの強い上 昇流の発生と関連している。新 MSM では積雲対流ス キームがより発動するようになったことで、顕在化した 成層不安定を旧 MSM に比べてより 安定化させる。こ の安定化が適切に働くと (1) で示したように、旧 MSM では予測が難しかった降水を予測するとともに、強い 降水の集中が緩和される。しかし、積雲対流スキーム による成層安定化が不十分で、格子スケールの強い上 昇流が予測されるようになると、人為的な数値拡散を 排除している新 MSM では旧 MSM よりも強い上昇流 が予測されやすくなる。そのため、その上昇流に伴う 正のフィードバック(上昇流によって水蒸気の凝結が 発生し、その潜熱によって上昇流を生み出す浮力が強 化される) がより強く働きやすい。その結果、新 MSM の方が中心示度が低く予測されやすく、場合によって は、それが過発達の予測となってしまうことがある。

原 (2015)で示したように、スケールの小さな強い降水が集中して予測されており、その近傍で非常に強い上昇流が下層から上層まで表現されている場合には、過発達傾向である可能性がある。そのような場合には、過発達の可能性を念頭に起きつつ、より新しい初期値の予測や実況との比較を行っていただきたい。

(3) 日中の不安定性降水の場合

不安定性降水はスケールが小さいことが多く、水平格子間隔が 5 km の MSM では十分に予測できないことが多いのは従来から変わらない。その中で、新旧 MSM では、積雲対流スキームのトリガー条件の違い、数値拡散の使用の有無に伴う上昇流の強さの違いによって、以下に述べるような予測特性の違いが見られる。

日中の不安定性降水の予測の一例を図 2.2.17 の事例 5 に示す。この事例では、九州山地に沿って、また四国 の南西部で短時間強雨が観測されている。旧 MSM では降水をほとんど予測していなかった四国南西部で強い降水が予測されたり、降水は予測されていたものの降水強度が弱かった九州でより強い降水が予測されたりするなど、新 MSM のほうが良い予測をしていると考えられる点がある一方で、新 MSM の予測は四国南西部や九州の中部の降水は実況よりも強すぎて、降水

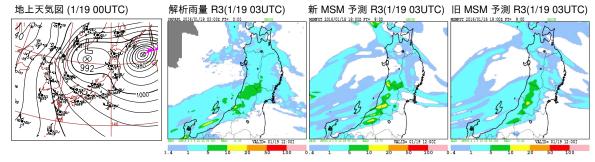


図 2.2.18 [事例 6](左から) 2016 年 1 月 19 日 00UTC のアジア太平洋地上天気図(日本付近を拡大して抜粋)、1 月 19 日 03UTC における解析雨量による前 3 時間降水量、1 月 19 日 03UTC における新 MSM の前 3 時間降水量予測(初期時刻は 1 月 18 日 18UTC)、同初期時刻、同予測対象時刻における旧 MSM の前 3 時間降水量予測。単位: mm/3h。

を集中させすぎてしまっている。

すでに述べたように、旧 MSM の積雲対流スキーム では、対流のトリガー条件が格子スケールの上昇流に 依存しているため、地形や風の収束のような強制力が 強い場合に積雲対流スキームが発動されやすい。この 事例では、九州山地による強制上昇が対流の発生に大 きく寄与していると考えられ、実際に旧 MSM では積 雲対流スキームが発動して、それに伴う弱い降水を予 測している。一方、新 MSM の積雲対流スキームでは、 トリガー条件に格子スケールの上昇流の直接的な寄与 はないので、地形による強制上昇があっても積雲対流 スキームが発動しない場合がある。そのような場合に は、格子スケールの対流が発生し、(2)でも述べたよう に、新 MSM のほうが上昇流が強くなりやすいので、そ の結果として、過大な降水量予測につながることがあ る。事例5はこの場合に該当しており、他の事例にお いても山沿いで対流が発生する場合には、新 MSM に おける対流の強さが過大になりやすい傾向が見られた。

一方で、地形や風の収束のような強制力が弱く、日中の下層の昇温に伴う混合層の発達が対流発生に大きく寄与している場合には、新 MSM の方が積雲対流スキームが発動しやすいのに対し、旧 MSM では積雲対流スキームは働きにくく、成層不安定に伴うエネルギーを蓄積しやすい。その結果、対流の発生が山沿いだけではなく、強制力が弱い平野部でも見られる事例の予測では、旧 MSM では対流の発生や終息が実況よりも遅れることが見られた。新 MSM では、そのような場合での対流の発生や終息のタイミングがより適切になっている事例が見られた(図略)。

(4) 冬期の降水

図 2.2.18 の事例 6 は、冬期における降水予測の例の一つである。日本海側の陸上で、新 MSM のほうが旧 MSM よりも降水量が多い領域があり、実況と比べても過剰になっている。冬期の新 MSM 予測においては、統計検証でも見たように、10 mm/3h 程度以下の降水予測の捕捉率は向上しているものの、空振り率も増えて、過大な頻度で予測する傾向が見られる。特にこの

事例のような発達した低気圧に伴う降水について、こ の傾向は顕著である。

すでに、第 2.2.1 項でも述べたように、雲物理スキームの蒸発抑制の廃止によって下層が旧 MSM より 湿るようになっており、それによって旧 MSM よりも成層がやや不安定になりやすいことが原因の一つと考えられる。

2.2.3 まとめ

予報モデルとして asuca が導入された新しい MSM の予測特性を、統計検証、事例検証を通じて紹介した。 夏期の降水予測精度の大幅な改善、各種物理量の鉛直 プロファイルのバイアスやドリフトの縮小、夜間の地 上気温の改善、海面更正気圧のドリフトの改善など、 モデルの更新によって多くの精度向上が図られた。一 方、冬期の降水や日中の地上気温の予測精度など、ま だ多くの課題が残っている。

モデルの更新によって整備された新しい開発環境の もと、今後もモデル予測の精度改善のために、精力的 にモデル開発を進めていきたいと考えている。

参考文献

瀬川知則, 2005: 統計検証. 平成 17 年度数値予報研修 テキスト, 気象庁予報部, 18-26.

原旅人, 2015: 事例検討. 平成 27 年度数値予報研修デキスト, 気象庁予報部, 82-99.

2.3 MSM ガイダンスの特性の変化 1

2.3.1 概要

本節では MSM の改良に伴う MSM ガイダンスの特性変化について説明する。MSM ガイダンスは防災気象情報や飛行場予報を支援する重要な資料の一つであるため、MSM ガイダンスの予測精度や特性の変化は予報業務へ直接的な影響を与える。MSM は運用開始以来、JMA-NHM が予測モデルとして長らく利用されており、初期値を作成するメソ解析を含めると多くの変更はあったものの、近年はガイダンスに影響を与えるような大きな特性変化はなかった。今回の MSM の改良では予測モデルに asuca が導入されたことに加え物理過程改良や鉛直層数の増強も実施されたため、MSMの予測特性が大きく変化し、ガイダンスへの影響も大きなものとなった。

このような背景から、ガイダンス等の後続プロダクトの影響評価・調整用に、改良後のモデルを用いて、MSMでは例のない約2年分2の過去初期値の実行が行われた。このデータを利用し、多くのガイダンスで予測式の再作成や事前学習などの調整を実施した。表2.3.1に2015年11月から2016年10月を検証期間とした変更前に対する予測精度の変化を示す。各調整の結果、一部を除きほとんどのガイダンスの精度は予測式の再作成や事前学習を行わない場合に比べて中立から改善となった。次項以降では、モデル変更の影響が特に大きかったいくつかのガイダンスについて、その変更内容や特性の変化を説明する。

なお、本節では JMA-NHM を予測モデルとする MSMを旧 MSM、asucaを予測モデルとする MSM を新 MSM と記述する。またガイダンスを Gと略す場合がある。さらに、MSM の降水量の予測精度が改善した影響で降水ガイダンスでも改善が確認されたが、第1.3 節と同様に降水ガイダンスの改良(2017年6月;第4.1節)の適用前の比較になるため、本節では触れない。

2.3.2 気温ガイダンス

旧 MSM、新 MSM を入力とした気温 G をそれぞれ CNTL, TESTとして統計検証を行った。検証は 2016 年 6 月から 8 月(夏期試験)と 2015 年 12 月から 2016 年 2 月(冬期試験)の FT=3~39の予測値を対象とし、予報 対象時刻別・全地点平均の二乗平均平方根誤差 (RMSE)と平均誤差 (ME)を図 2.3.1 に示す。図より 夏期では一日を通して、冬期では夜間に、それぞれ精度が改善していることが分かる。

ここで精度変化の大きい冬期夜間の精度に注目する。 17 時の予報発表の際に、検討資料として利用される 03UTCを初期値とする翌日の最低気温 G について、 統計検証を行った結果を表 2.3.2 に示す。ここで示す

表 2.3.1 MSM の改良による MSM ガイダンスの変更前に 対する精度変化。

種別	結果	種別	結果
気温	改善	降雪量	改善
湿度	改善	発雷確率	改善
天気	中立	視程分布	改悪
風	中立	航空風	中立
雲	改善	雲底確率	改善
視程	中立	視程確率	改善
ガスト 風速	中立	ガスト 発生確率	改悪
乱気流指数	改善	積乱雲雲量	改悪
着氷指数	改善		

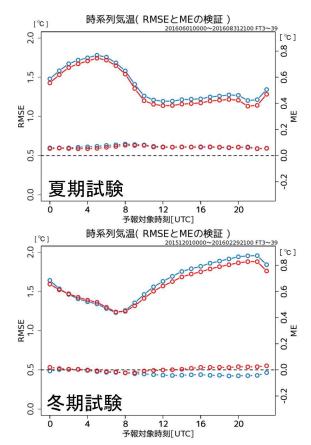


図 2.3.1 MSM 気温 G の対アメダス気温の予報対象時刻別 RMSE(実線、左軸)及び ME(破線、右軸)。上段は夏 期試験、下段は冬期試験で青線は CNTL、赤線は TEST の検証結果。スコアは全地点平均値。

表 2.3.2 冬期の翌日の最低気温検証の CNTL, TEST 比較。 単位は RMSE, ME が [°C]、3°C 以上外しが [日数]。

		RMSE	ME	3°C 以上外し
MSM 気温	CNTL	2.20	0.48	50,892
MISM XVIII	TEST	2.00	0.40	41,090
ガイダンス	CNTL	1.56	-0.08	20,799
	TEST	1.51	-0.07	18,395

¹ 後藤 尚親

 $^{^2}$ 通常、MSM の試験は夏冬それぞれ、約 1 か月である。

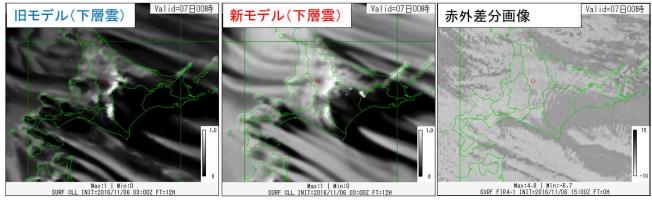


図 2.3.2 2016 年 11 月 6 日 15UTC の下層雲量の予測値と赤外差分画像。左図が旧 MSM、中図が新 MSM の下層雲量、右図 は衛星の赤外差分画像で各図赤丸が旭川観測点の位置。単位は下層雲量が無次元、赤外差分画像が輝度温度 [K]。

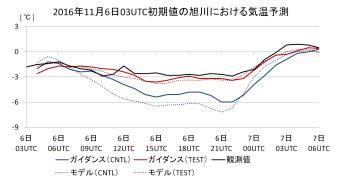


図 2.3.3 2016 年 11 月 6 日 03UTC 初期値の旭川における 気温の予測値と観測値。黒実線が観測値、青実線が CNTL のガイダンス、赤実線が TEST のガイダンス、青と赤の 破線はそれぞれの MSM の気温予測値。

3°C以上外しとは検証期間内のアメダス気温観測地点(約930地点)で最低気温予測値が3°C以上外れた延べ日数である。表から MSM の気温予測が大きく改善していることでガイダンスの予測精度も向上し、3°C以上外し日数も約1割減少したことが分かる。この改善は MSM の地表面過程及び放射過程の改良、雲や降水の有無などの天気表現が改善する事例が増えたことが要因である。

次に、MSM の改良により気温の予測が改善した事例の一つとして 2016 年 11 月 7 日の旭川の事例を紹介する。図 2.3.2 に下層雲予測と赤外差分画像 (赤外 4-赤外 1)を、図 2.3.3 に気温の時系列予測を示す。下層雲予測と赤外差分画像より、旧 MSM は旭川周辺の雲量が赤外差分画像に見られる下層雲に比べて少なく、放射冷却が効きやすい気象場となっていた。これに対し新 MSM は旧 MSM と比較して雲量が多く、赤外差分画像に見られる下層雲に近い予測であった。この雲量予測の違いが放射冷却の程度に影響し、CNTL は放射冷却で気温を下げすぎて大外ししているが、TEST は実況に近い気温予測となったと考えられる。

本項で確認したとおり、新 MSM を入力とした気温 ガイダンスは夏期や冬期夜間の予測精度が向上する。

表 2.3.3 予測式の再作成に利用したデータの期間。

期間	ガスト	発雷	雲底
2013年4月~2013年10月			
IH MSM			
2013 年 11 月~2014 年 10 月			
III MSM			
2014年11月~2016年10月			
新 MSM			
2016年11月~2017年1月			
新 MSM			

また第1.3.2 項で留意点として挙げたとおり、冬期夜間の放射冷却が予測され GSM と MSM の予測の差がある場合には、MSM の気温予測の方が統計的には誤差が小さいことを考慮しつつ、気象場に応じて利用モデルを選択することが重要である。

2.3.3 ガスト発生確率・発雷確率・雲底確率ガイダンス

ガスト発生確率 G、発雷確率 G、雲底確率 G は、それぞれ、ガストの発生する確率、雷の発生する確率、シーリング ³ がある高さ未満になる確率を予測するガイダンスであり、いずれもロジスティック回帰 ⁴ で予測式を作成するいわゆる係数固定型のガイダンスである。

これらのガイダンスについて、予測式を変更せず、入力となる MSM の予測値を新 MSM に変更したガイダンスを検証すると、予測精度が低下することが確認された。これは、従来の予測式は旧 MSM の予測値を用いて作成されており、予測モデルが変わり大気の安定度などの予測特性が大きく変化したため、予測式の適合性が悪くなったことが原因と考えられる。予測精度の低下を防ぐには、新 MSM の予測特性に適合した新しい予測式を作成する必要がある。予測式の再作成にあたっては、主に新 MSM の過去初期値の予測データ

 $^{^3}$ 雲量 5/8 以上の雲底の高さ。

⁴ 実況が現象の有無の二値 (0,1) で表現出来る時に用いられる (松下 2012)。

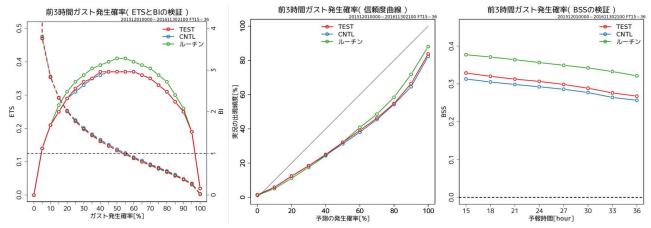


図 2.3.4 ガスト 発生確率 G の検証結果。左から 閾値別の ETS(実線、左軸)と BI(破線、右軸)、信頼度曲線、FT 別の BSS。 青線は CNTL、赤線は TEST、緑線はルーチン。

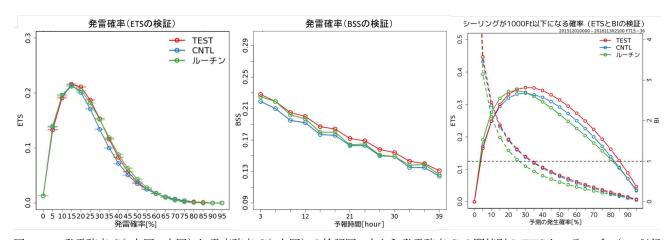


図 2.3.5 発雷確率 G(左図・中図)と雲底確率 G(右図)の検証図。左から発雷確率 G の閾値別の ETSとエラーバー(95%信頼区間)、発雷確率 Gの FT 別の BSS、雲底確率 Gの閾値別の ETS(実線、左軸) と BI(破線、右軸)。青線は CNTL、赤線は TEST、緑線はルーチン。

を用いて予測式の再作成を行ったが、事例数の確保を目的として旧 MSM も用いた。表 2.3.3 に予測式の再作成に利用したデータを示す。利用した期間は各ガイダンスが開発された際の仕様に揃えており、各々の開発思想によって異なる。

本項では従来の予測式と旧MSMから算出した予測値と検証結果をルーチン、従来の予測式と新MSMから算出した予測値と検証結果をCNTL、再作成した予測式と新MSMから算出された予測値と検証結果をTESTとする。なお、TESTは1か月抜きクロスバリデーション5を示す。

図 2.3.4 にガスト 発生確率 G の検証結果を、図 2.3.5 に発雷確率 G と雲底確率 G の検証結果を示す。検証対象期間は 2015 年 12 月から 2016 年 11 月で、 $FT=15\sim36$ の予測値を検証に用いた。また、予測式の再作成によるルーチンに対する予測精度の変化を表 2.3.4 にまとめた。

ガスト 発生確率 G では CNTL に比べて TEST はエ

表 2.3.4 予測式の再作成による対ルーチンの検証結果比較。

ガイダンス名	CNTL	TEST
ガスト 発生確率 G	改悪	改悪
発雷確率 G	改悪	改善
雲底確率 G	改悪	改善

クイタブルスレットスコア (ETS) やブライアスキルスコア (BSS) はやや向上したが、ルーチンに比べると改悪となった。バイアススコア (BI) は CNTL、TEST、ルーチンでほぼ変わらない。また信頼度曲線から、ルーチンに見られる予測の確率値が実況の出現頻度に比べて高い傾向が、TESTでより強くなったことが分かる。ガスト発生確率 G は高確率ほど高めに出やすいという特性にこれまで以上に留意が必要である。

発雷確率 G は ETS のピーク値は TEST が最も高くなっており、予測式の再作成による精度改善が確認できる。また ETS がピークを取る確率値に変化はないた

⁵ 第 1.3.4 項を参照されたい。

め、発雷の有無を検討する目安は従前と同様に利用で きる。

雲底確率 G も ETS のピーク値は TEST が最も高いが、ETS がピークを取る確率値は $30\sim35\%$ で、ルーチンのそれより $5\sim10\%$ 高くなっている。ETS のピークを取る確率値を予報作業の目安としている場合は注意が必要である。

2.3.4 視程分布予想

視程分布予想は水平視程を面的に予測するガイダンスで、MSMが予測した雲水量や水蒸気量から診断的6に視程を算出している。新 MSM では、霧雨と推定されるような微小な粒径の降水が旧 MSM に比べて多く予測されるようになった。この影響で特に海上で下層の雲水量の予測値が大きく減り、従来の予測式では悪視程の予測頻度が減少し、精度が悪化した。

そこで、霧雨と推定される領域においては雲水量の絶対量が従来と近いオーダーとなるように、雲水量を増加させる次のような調整を加えた。まず降水量、湿度、雲水量、風速によって霧雨領域を簡易に判定する。次に湿度が高く降水量が少ないほど倍率が高くなる関数により、雲水量を最大10倍に増やす。最後に霧雨領域とそれ以外の領域での調整の有無による不連続を解消するために周囲と領域平均を行った後、霧雨領域以外については元の雲水量の値に置き換える。

雲水量の調整に加え、MSM の特性変化に合わせるため、光消散係数の算出式の修正も行った。表 2.3.5に光消散係数の各要素(浮遊塵 σ_p 、霧 σ_c 、雨 σ_r 、雪 σ_s) の算出式の比較を示す。RH は相対湿度 [無次元]、QC は雲水量 [g kg $^{-1}$]、R は雨の前 1 時間降水量 [mm/h]、SNOWは雪の前 1 時間降水量 [mm/h]、FF は風速 [m/s] であり、いずれも新 MSM の特性を調査して決定している。算出式の詳しい説明については井藤 (2011)を参照されたい。このほかにも、MSM の鉛直層数の増強に合わせて下層の雲水量の積算層数を変更(旧 MSM と同程度の高度となるようにモデル面の大気第 2 層から第 9 層の積算に変更) し、雪の降水量の取り扱いを変更(雪の降水量に霰と氷の雲水量を加算)した。

本項では従来の予測式と旧 MSM から算出した予測値とその検証結果をルーチン、従来の予測式と新 MSM から算出した予測値と検証結果を CNTL、前述した雲水量を増加させるなどの調整を加えた予測式と新 MSM から算出した予測値と検証結果を TEST として示す。図 2.3.6 に調整による視程分布予想の変化例を示す。CNTL の雲水量は大きいところで 0.2 程度(図略)で、中下図に示すルーチンの雲水量(大きいところで 3.7 程度)に比べて 10 分の 1 程度であった。一方右下図

表 2.3.5 光消散係数算出式の CNTL, TEST 比較。

要素	TEST	CNTL
σ_p	$0.12 \times (1 - \text{RH})^{-0.5}$	$0.23 \times (1 - \text{RH})^{-0.5}$
σ_c	$12.0 \times \mathrm{QC}^{0.9}$	$9.0 \times \mathrm{QC}^{0.9}$
σ_r	$0.45 \times R^{0.55}$	$0.6 \times R^{0.55}$
_	$7.5 \times \mathrm{SNOW}^{0.7}$	$4.8 \times \text{SNOW}^{0.7}$
σ_s	$+0.07 \times \mathrm{FF}$	$+0.07 \times FF$

に示す TEST の雲水量は大きいところで 1.8 程度となり、ルーチンとオーダーが近くなっている。視程予測値で比較すると、左上図の CNTL では 1000mを下回るような悪視程の領域が非常に狭いが、TEST ではルーチンと同程度の悪視程の広さを予測出来ている。左下図に示す目視観測による視程と比較しても、ルーチンと TEST は実況に近い広さの悪視程を予測している。ルーチンに比べると TEST は千葉や茨城にかけての悪視程が予測されていないが、これは MSM の雲水量の分布に起因していると考えられる。

METAR⁷ 及び SPECI⁸ を用いた陸域の視程予測を対 象とした統計検証を図2.3.7に、SHIP9を用いた海域の 視程予測を対象とした統計検証を図2.3.8に示す。検証 期間は 2015 年 12 月から 2016 年 11 月で、FT=15~36 の予測値を検証に用いた。なお CNTL は図 2.3.6 に示 すように悪視程の予測頻度が大幅に減少し 比較対象と して適さないため、ここでは当時のルーチンを比較対 象とする。METAR 及び SPECIを用いた検証から、陸 域での予測ではETSに大きな差はないが、1600m以下 の悪視程の予測頻度は TEST の方が大きいことが分か る。これは空振りが増えていることを意味する。天気 別の検証では、霧やもやによる無降水時の悪視程の精 度がやや低下し、雨による悪視程の精度はやや向上し ている(図略)。更にSHIPを用いた検証から、海域で は予測頻度が減少し、ETSも低下していることが分か る。予測頻度が下がった要因は前述の雲水量が減少し た影響が大きいと考えられる。なお、海上の濃霧の定 義である 500 m の閾値では、ルーチンに比べて TEST の予測頻度は小さいが ETS は同程度である。これは空 振りが減少したことを意味する。

本項では視程分布予想に対して行った修正と統計検証について示した。ルーチンに比べると、特に海上で予測頻度が過少となり、捕捉率が低下していることに留意が必要である。また今回示した雲水量を増加させる調整は変更前のルーチンの雲水量と同程度のオーダーを再現するための一時的な調整である。雲水量や微小な粒径の降水の取り扱いなどについて引き続き調査を行い、改善することを検討している。

⁶ 気象学的・物理学的背景のもと、経験的に決められた閾値 や係数、関係式を用いて数値予報モデルの出力値を予測値に 変換する手法(松下 2012)。一般的なガイダンスとは異なり、 厳密な系統誤差の補正は行わない。

⁷ 定時飛行場実況気象通報式

⁸ 特別飛行場実況気象通報式

⁹ 海上実況気象通報式

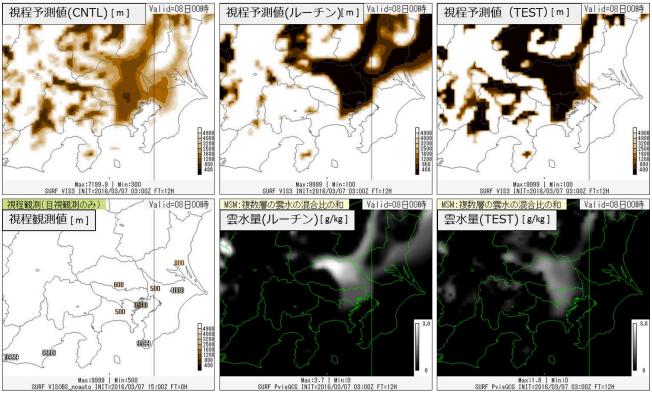


図 2.3.6 視程分布予想における雲水量調整の例。2016 年 3 月 7 日 15UTC(3月 7日 03UTC 初期値の FT=12) の事例。上段は視程予測値 [m]、下段は目視による視程観測値 [m] と雲水量の予測 $[g \ kg^{-1}]$ 。左下図を除いて左から CNTL、ルーチン、TEST を示す。

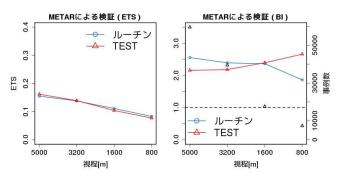


図 2.3.7 METAR 及び SPECIを用いた視程 [m] の閾値毎の ETS(左) と BI(右)。青線は CNTL、赤線は TEST、右図右軸に黒の三角形で事例数を示す。

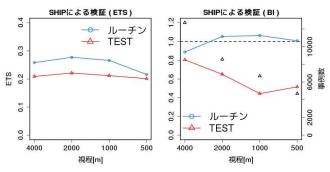


図 2.3.8 図 2.3.7と同じ。ただし SHIP を用いた検証を示す。

参考文献

井藤智史, 2011: 視程分布予想の開発. 平成 23 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 25-29.

松下泰広, 2012: アプリケーション. 平成 24 年度数値 予報研修テキスト, 気象庁予報部, 42-53.

2.4 毎時大気解析の変更1

2.4.1 はじめに

毎時大気解析は、客観解析による風と気温の3次元的な分布を示した実況監視のための資料である(酒井2001; 西嶋2004, 2005; 藤田2007, 2008a)。3次元変分法によって毎正時の解析が行われ、一般予報だけでなく、航空予報などの現場における実況監視のための資料として活用されている。

これまでの毎時大気解析は、JMA-NHMをベースにした変分法データ同化システム JNoVAによる 3次元変分法によって解析が行われてきた (藤田 2007)。一方、同じく JNoVAによる 3次元変分法を用いてきた局地解析 (LA) の解析システムは、2015 年 1 月より asucaをベースにした変分法データ同化システム asuca-Var (幾田 2014)による 3次元変分法に更新された。asuca-Varは、asuca 同様に、最近の計算機上で高い計算効率が期待され、また、今後の開発や維持がしやすくなっている。毎時大気解析においてもその利点を活かすために、2017 年 7 月 25 日に毎時大気解析に用いる解析システムを asuca-Varによる 3次元変分法に更新した。あわせて、解析システムに与える第一推定値を JMA-NHMの予測値から、asuca の予測値に変更した 2。

本節では、毎時大気解析の仕様と解析システムの更 新に伴う変更点及び特性変化、毎時大気解析をもとに 作成される航空向けの格子点値データである航空用毎 時大気解析への影響とその検証結果について述べる。

2.4.2 毎時大気解析の仕様と変更点

(1) 仕様

今回の JNoVA から asuca-Var への更新にあたっては、解析結果を大きく変えないようにすることを念頭に置いて開発を行った。そのため、表 2.4.1 に示した変更前後の仕様比較からもわかるように、多くの仕様が変更前後で共通している。また、用いている観測データ、その観測誤差、品質管理の手法にも変更はない。

既に述べたように、変更後の新しい解析システムは LA で用いられている解析システムをベースとしたものである。LA においては風の制御変数 3 としてランベルト 座標系における風の x 方向、y 方向成分 (U,V) を用いているが、新しい毎時大気解析では変更前の毎時大気解析と同じ流線関数、非バランス速度ポテンシャ

ル 4 を用いている 5 。また、これらの制御変数に対応する背景誤差も旧毎時大気解析システムと同じものを使っている 6 。また、旧毎時大気解析システムで用いられていた解析修正量に対する地上フィルター 7 (藤田 2008a) 及び大気境界層内の解析修正量の補正 8 (藤田 2007, 2008a) を新毎時大気解析システムにも実装している

このように制御変数、背景誤差、解析修正量の補正 手法を変更前のシステムと同じにすることで、同一の 第一推定値⁹ 及び観測値を与えれば、変更後のシステムでもほぼ同じ解析修正量(インクリメント)が計算 されることを確認している。そのため、解析システム が JNoVA から asuca-Var に更新されたことによる解 析結果の違いはほとんどないと言って良い。

(2) 変更点と解析値の特性変化

このように、同化に用いている観測とその観測誤差、 制御変数、背景誤差などは JNoVA による旧毎時大気 解析システムのものを踏襲している中で、変更前後の システムで違いがあるのは、次の 2 点についてである。

1点目は、第一推定値を与える MSM の予報モデルを JMA-NHM から asuca に変更したことである。第一推定値は観測による修正の「たたき台」を提供し、修正をする観測が周囲に存在しない場合には第一推定値がそのまま解析値となる。第一推定値の違い、すなわち、JMA-NHM と asuca の間のモデル予測特性の違いが解析値の特性に影響を与えうる。第一推定値を与える MSM の予報モデルを asuca に更新することで、200 hPa より上層の第一推定値の風を大気追跡風による風の観測と比較したときの差が小さくなっていることが確認されている 10。しかし、予報モデルを asuca に更新した後も MSM の初期値を作成するメソ解析に

⁴ 速度ポテンシャルから、流線関数と統計相関を持つ部分を 差し引いたもの。

⁵ LA においても、開発初期においては風の制御変数として流線関数、非バランス速度ポテンシャルを用いていた (藤田 2008b)。風の制御変数の選択については本田 (2010) で議論されている。

⁶ 旧毎時大気解析システムの背景誤差は、MSM の予測誤差の統計を元に、毎時大気解析に 3 次元変分法が導入される以前に使われていた最適内挿法での予測誤差の設定に概ね対応するように調整がされたものである (藤田 2007)。また、地上気温や地上風速の診断に使われる大気最下層のモデル面とそれより上の層のモデル面では背景誤差相関をゼロとしており、これらの解析は独立に行われる (藤田 2007, 2008a)。

⁷ 地上気温や地上風速の解析において、海岸線付近の観測によって生じる海上での解析修正量を海岸線から離れるにつれて減衰させる処理。

⁸ 地上解析値と、大気最下層より上のモデル面における解析 値の整合をとるため、大気境界層の高さの範囲で大気下層の 解析修正量を補正する。

⁹ 解析システムの鉛直座標系への内挿方法(後述)も同じに した場合。

¹⁰ これは、JMA-NHMと asucaの間で、上部境界でのレイリーダンピングの適用方法に違いがあることが主な原因であると考えられる。

¹ 原 旅人(第 2.4.1 項、第 2.4.2 項、第 2.4.4 項)、 工藤 淳(第 2.4.3 項)

MSM の予報モデルが asuca に更新されたのは 2017 年 2 月 28 日であるが、2017 年 7 月 25 日の毎時大気解析システムの更新までは、毎時大気解析の第一推定値を与えるために、JMA-NHM による短時間の予測を別途実行していた。

³ 解析対象の変数を背景誤差が独立とみなせる変数群に変換 したもの。詳細は、本田 (2010)、幾田 (2014)を参照。

表 2.4.1 変更前後の毎時大気解析の仕様の比較

	旧毎時大気解析	新毎時大気解析	
解析システム	JNoVA	asuca-Var	
解析システムの鉛直座標・層数	z* 座標 48 層	鉛直ハイブリッド 座標 48 層	
第一推定值	MSM 予測 (JMA-NHM による)	MSM 予測 (asuca による)	
第一推定値の鉛直座標・層数	鉛直ハイブリッド 座標 48 層	鉛直ハイブリッド 座標 76 層	
解析手法	3 次元	変分法	
解析時刻	毎正	三時	
観測入電打切時刻	毎正時から 18 分後		
同化する観測データ	アメダス(地上気温、地上風)、ウィンドプロファイラー(風)		
	ひまわりの大気追跡風(風)、航空機(風、気温)		
	ドップラーレーダー(ドップラー速度)		
水平格子間隔	5 km		
解析要素	ランベルト 座標系における 風の x 方向、 y 方向成分 (U,V) 、気温		
風の制御変数	流線関数、非バランス速度ポテンシャル		
その他	地上気温、地上風速の解析修正量のフィルター		
	大気境界層内の角	解析修正量の補正	

は変更はないため初期値に変化はないこと、第一推定値として用いる MSM の予測は予測時間が初期時刻から 2~4 時間と初期時刻に近く、初期値が同じであればモデルによる予測の違いが大きくなりにくいことから、第一推定値の違いによる解析結果の差は概して小さい。

2点目は、第一推定値であるモデル予測値を解析シ ステムの座標系に内挿する際の風の鉛直内挿の手法で ある。第一推定値を作成するモデルと解析システムの 鉛直座標系が異なる場合、第一推定値を解析システム の座標系に鉛直内挿する必要がある。旧毎時大気解析 では、第一推定値を与えるモデルは鉛直ハイブリッド 座標 (石田 2008) を用いているが、解析システムでは z* 座標系を用いているため、鉛直ハイブリッド 座標で 記述されている第一推定値を解析システムの z* 座標 系に内挿する必要がある。旧毎時大気解析では、風の 鉛直内挿を行う際に、標高が高い場所で鉛直内挿の精 度が十分ではなく、内挿によって生じる誤差が大きく なっていた。新毎時大気解析では、モデル、解析シス テムともに鉛直ハイブリッド 座標を用いているものの 層数が異なるために、第一推定値を解析システムの鉛 直座標系に内挿しなければならないことは旧毎時大気 解析と共通である。しかし、鉛直内挿の手法の見直し により、新毎時大気解析では標高が高いところも含め て、鉛直内挿によって生じる誤差を小さくすることが できた。

これらの2つの変更の結果、標高が高い領域における、上層風の解析値が従来の解析値からやや変化する。図2.4.1 に 150 hPa, 250 hPa, 500 hPa における Uの新旧毎時大気解析の1年間の平均解析値とその差を示す。標高が高い中国大陸西部、日本の中部地方などに差が現れており、旧毎時大気解析では地形に伴う等値線のノイズが見られるが、新毎時大気解析では等値線が滑らかになっている。また、250 hPaより上層と下層で差分の符号が逆になっており、250 hPaより上層では弱く、下層では強くなっている。V については図

を省略するが、やはり標高が高いところで従来の解析値からの変化が見られ、Uと同様に、250~hPaより上層では風速の絶対値が弱くなり、下層では強くなっている。ただし、Vに比べるとUの方が大きいので、Uの変化が風速の変化としては卓越する。

以上より、標高が高いところで風の解析値の変化が 大きいことがわかった。解析値の変化が見られる標高 が高い領域に限定して、図 2.4.1 で示した気圧面以外 も含めて解析値の変化を見るために、解析システムで 用いている標高が 1000 mより高い領域に限定して、 大気追跡風による U の観測と新旧毎時大気解析による 解析値の比較を行った。その結果を図 2.4.2(左) に示 す。旧毎時大気解析では 250 hPa より 下層で観測値よ りも解析値が小さく、250 hPa 付近より上層では大き くなっていたこと、新毎時大気解析ではどの高度でも 観測との差の平均、差の二乗平均平方根が小さくなっ ていることから、解析値が観測に近づいていることが わかる。一方、標高が100mより低い領域に限定した 同様の比較(同図右)では、解析システム変更前後の 解析値の変化はほぼ全層にわたってほとんどない。つ まり、この特性の変化は、標高が高い場所の上層に大 きく現れるものである。

これらの特性の変化は、標高が高い領域において旧毎時大気解析では過大に評価されていた風速の鉛直シアーが、新毎時大気解析では小さくなって観測により近づくことを意味している。鉛直シアーやそれに関連する乱気流の捕捉に関する検証は第2.4.3 項で示す。

なお、鉛直内挿手法変更の影響を受けない標高が100 mより低い領域に限定した比較(図2.4.2右)においてはほぼ全層で差の二乗平均平方根が小さくなっており、特に200 hPaより上層で顕著である。これは、第一推定値を与える MSM の予測特性の変化を反映したものである。

気温、地上要素(気温・風)については、解析システム の変更に伴う、大きな解析値の特性の変化はなかった。

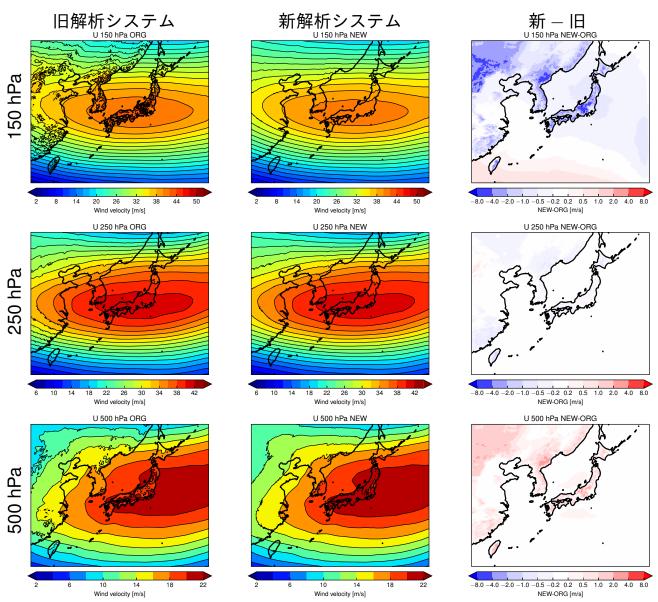


図 2.4.1 150 hPa(上段)、250 hPa(中段)、500 hPa(下段) における新旧の毎時大気解析による U の平均解析値(左:旧毎時大気解析、中央:新毎時大気解析)と新旧の平均解析値の差(右)。2016年4月~2017年3月の毎時の解析値を平均した。

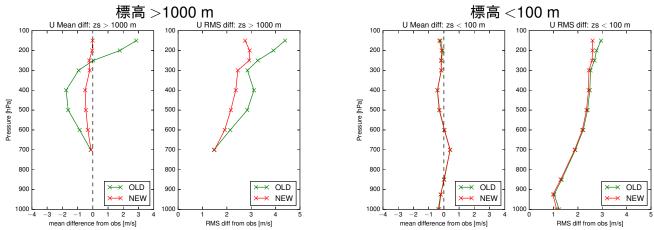


図 2.4.2 2016 年 4 月~2017 年 3 月における、ひまわりの大気追跡風による風の観測に対する U の差の平均値と二乗平均平方根の鉛直プロファイル。左は標高が 1000 m より高い領域、右は標高が 100 m よりも低い領域に限定して統計を行ったもの。 緑線: 旧毎時大気解析、赤線: 新毎時大気解析。縦軸は気圧(単位: hPa)。

2.4.3 航空用毎時大気解析への影響

航空用毎時大気解析は、毎時大気解析を元に作成さ れる航空向けの GPV である (工藤 2004)。 航空用毎時 大気解析から作成された画像は空域予報作業において 乱気流の実況監視や解析に利用されているほか、航空 気象情報提供システム (MetAir) や気象庁ホームペー ジで公開され、航空会社や小型機のパイロットにも利 用されている。航空用毎時大気解析は、水平格子間隔 40 km のポーラーステレオ座標、鉛直 2000 ft 11 間隔 のフライトレベル ¹² (FL) 面で作成している。要素は、 風、気温、ジオポテンシャル高度のほか、乱気流の実 況監視のための指標として鉛直シアー (VWS) を算出 しており、2017年7月25日03UTCからは新規要素 として圏界面気圧 ¹³ も算出している。前項までで述べ た毎時大気解析の変更により解析の特性が変化したこ とで、航空用毎時大気解析の VWS の特性が変わった。 これについて以下で統計検証の結果と事例を述べる。

まず航空用毎時大気解析の VWS と乱気流の実況を 比較した検証結果を示す。検証期間は 2016 年 4 月から 2017 年 3 月の 1 年間で、C-PIREP¹⁴ (大林 2001; 工藤 2012) で並以上の乱気流が通報された場合に「乱気流 あり」、弱⁺ 以下の場合に「乱気流なし」とし、解析時 刻の前後 30 分以内に観測された乱気流と最近接格子 の VWS を比較する。以下では変更前の航空用毎時大 気解析による VWS を CNTL、変更後の航空用毎時大 気解析による VWS を TEST と書く。

図 2.4.3 に高度別 (FL000-150, FL150-300, FL300-450)、VWS の閾値別に検証したスキルスコアを示す。スコアの最大値は全ての高度で TEST の方が CNTL よりも大きくなっており、乱気流との対応が改善していると言える。また、スキルスコアが最大となる VWS の閾値を見ると、CNTLでは 10~13 kt/1000ft とややばらつきが大きいのに対し、TESTでは 11~13 kt/1000ftとばらつきが小さくなっている。空域予報ハンドブック (気象庁 2014)では、航空用毎時大気解析で晴天乱気流を解析する目安として、並の乱気流は VWS 12 kt/1000ft 以上、強の乱気流は VWS 18 kt/1000ft 以上が示されている。TESTではスキルスコアが最大となる VWSの閾値は高度に依らずほぼ一定で、並の乱気流の目安と概ね一致しており、CNTLと比べて利便性が向上したと言える。

¹¹ 1 ft≃0.3048 m_☉

FL000-150では、スキルスコアが最大となる閾値は CNTLよりも TEST の方がやや強くなっている。これは変更後の航空用毎時大気解析で雲頂高度の低い対流雲の雲頂や境界層トップ付近で VWS が強く解析されるようになったことが影響している ¹⁵。一方 FL150 以上では、スキルスコアが最大となる閾値は CNTLよりも TEST の方がやや弱くなっており、分布としても全体的に弱側にシフトしている。これは次の事例でも示すように、変更後の航空用毎時大気解析では中・上層(概ね FL150 以上)で全般に VWS が弱く解析されるようになったためである。

図 2.4.4 に 2016 年 4 月 15 日 10UTC の事例を示す。 左図および中図はそれぞれ CNTLと TEST の FL370 の VWS と 風を、右図は 10UTC の前後 30 分以内に FL350-390で観測された並以上の乱気流を示している。 この時、中国東北区から日本海中部にかけて FL340 付 近にジェット 気流があり、その圏界面側に当たる FL370 付近では強い鉛直シアーが解析されていた。CNTLで は日本海中部および北陸から四国地方の広い範囲で強 の乱気流の目安である 18 kt/1000ft を超える VWS が 解析されていた。一方 TEST では、パターンとしては CNTLと一致しているものの全般に VWS は弱くなっ ており、北陸から四国地方にかけては並の乱気流の目 安である 12 kt/1000ft 程度の VWS が解析されている のみである。FL370付近の実況では若狭湾から四国に かけてと北関東で並の乱気流が観測されているのみで、 広範囲で並~強の乱気流はなく、TESTの解析の方が 適切であったと考えられる。

2.4.4 まとめと利用上の留意点

毎時大気解析に用いている解析システムを JNoVA から asuca-Var へと変更して、2017年7月25日03UTC から運用を開始した。用いている観測とその観測誤差、制御変数、背景誤差などは JNoVA による旧毎時大気解析システムのものを踏襲している。風については、第一推定値である MSM の予測値の上層における特性の変化、標高が高い領域において第一推定値を鉛直内挿する際に用いる手法の高精度化により、中層から上層の風の解析値は旧毎時大気解析から変化し、解析値が観測により近くなる。その結果、旧毎時大気解析では過大に評価されていた風速の鉛直シアーは、新毎時大気解析では旧毎時大気解析よりも観測に近づいた。このことによって、乱気流の捕捉精度が向上しているこ

¹² ft で表した標準大気の気圧高度を 100 で割った高度。 FL100=10,000 ft。

¹³ 圏界面気圧は、高層気象観測指針 (気象庁 2004) に記載されている第一圏界面の定義に従って算出している。

 $^{^{14}}$ 機上観測報告 (PIREP) の一つで、Common-PIREP の略。従来は各航空会社内でのみ利用されていた PIREP(カンパニー PIREP) を、国土交通省航空局のシステムで集約して形式を統一した PIREP。乱気流の強さは、強 (SEV)、並 (MOD)、弱 $^+$ (LGTP)、弱 (LGT)、弱 $^-$ (LGTM)、静穏 (SMTH) の 6 段階で報じられる。

¹⁵ 冬型の気圧配置時には関東の沿岸部に収束線が形成されることがしばしばある。ここでは例は示さないが、第一推定値として使用される MSM の特性が変化したことにより、このような事例で雲頂付近の VWS が従来よりも強く表現されるようになり、航空用毎時大気解析でも同様に強く表現されるようになった。関東南部は航空交通量が多いことや、収束線上に発生した対流雲の雲頂付近ではしばしば乱気流が多数発生することから、雲頂付近の VWS の表現が適切になったことで乱気流との対応が良くなり、統計検証でもスコアが改善したと考えられる。

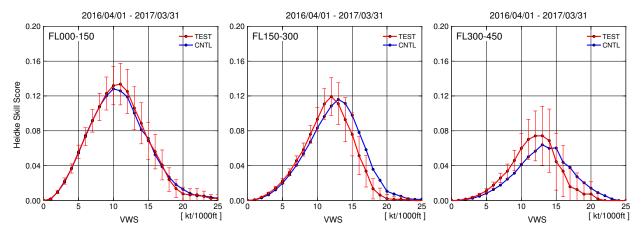


図 2.4.3 2016 年 4 月 1 日から 2017 年 3 月 31 日の並以上の乱気流に対する航空用毎時大気解析の VWS の閾値別スキルスコア。(左) FL000-150、(中) FL150-300、(右) FL300-450。 TEST は変更後、CNTL は変更前の航空用毎時大気解析による VWS の検証結果を示す。 TEST にのみ 95%信頼区間を示すエラーバーを付加している。

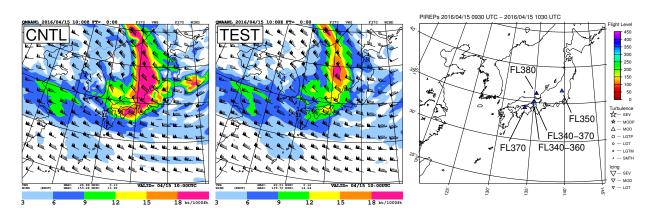


図 2.4.4 2016 年 4 月 15 日 10UTC の(左) 変更前と(中) 変更後の航空用毎時大気解析による FL370 の VWS と風(単位: ノット)。(右) 2016 年 4 月 15 日 09:30~10:30UTC に FL350–390 で観測された並以上の乱気流の実況。 \triangle は並の乱気流を、シンボルの色は観測された乱気流の高度 (FL) を示す。

とが確認できた。

解析システムが変更されて、標高が高い領域の中層 から上層の風の特性が従来と異なることには留意が必 要であるが、標高が低い領域の風や、気温、地上要素 には大きな特性の変化はなく、これまでと同様の利用 が可能である。

参考文献

幾田泰酵, 2014: asuca 変分法データ同化システム. 数値予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 91-97.

石田純一, 2008: 気象庁非静力学モデルの支配方程式系 と地形に沿う鉛直ハイブリッド 座標の導入. 数値予 報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 27-43.

大林正典, 2001: カンパニーパイレップについて. 航空 気象ノート第61号, 気象庁総務部, 1-3.

気象庁, 2004: 高層気象観測の基礎. 高層気象観測指針. 気象庁, 2014: 乱気流の解析. 空域予報ハンドブック, 23-35.

工藤淳、2004: 毎時風解析について. 航空気象ノート第

63号, 気象庁総務部, 33-36.

工藤淳, 2012: C-PIREP 10 年の統計. 航空気象ノート第 73 号, 気象庁総務部, 12-19.

酒井喜敏, 2001: 毎時下層風解析. 平成 13 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 59-63.

西嶋信, 2004: 毎時風解析. 平成 16 年度数値予報研修 テキスト, 気象庁予報部, 63-65.

西嶋信, 2005: 毎時大気解析. 平成 17 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 63-65.

藤田匡, 2007: 毎時大気解析の高度化. 平成 19 年度数 値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 98-101.

藤田匡, 2008a: 毎時大気解析の改良. 平成 20 年度数値 予報研修テキスト, 気象庁予報部, 58-61.

藤田匡, 2008b: 高分解能局地モデル用局地解析. 数値 予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 214-222.

本田有機, 2010: 制御変数. 数値予報課報告・別冊第 56 号, 気象庁予報部, 14-16.

第3章 観測データ利用の改良

3.1 全球解析における観測データの利用手法の改 良及び新規利用開始¹

3.1.1 台風ボーガス

(1) はじめに

現在、気象庁の数値予報システムでは、全球解析(サ イクル・速報)及びメソ解析の初期値作成時に、擬似的 に作成した台風ボーガスデータ(海面更正気圧と上空 の風)を同化している。海洋上で発生・発達する台風 の中心付近では、実際に観測した気圧や風などのデー タは得られない事が多い。そのため、気象庁の数値予 報システムでは、全球解析(サイクル・速報)及びメ ソ解析の初期値作成時に、擬似的に作成した観測デー タを同化することで、初期値の台風中心位置をより実 況に近づけ、台風進路予測精度を向上させている。こ の擬似データを台風ボーガスと呼ぶ。台風ボーガスの 作成には、予報課において衛星データ等から解析され た台風速報解析の台風中心位置、中心気圧、強風半径 などを利用している。台風ボーガスの作成手法につい ての詳細は大野木 (1997)、小泉 (2003)、新堀 (2005) を、最近の全球解析における台風ボーガスの改良につ いては岡垣 (2010)、髙坂 (2015)を参照いただきたい。 本項では2016年9月28日に全球解析に適用された台 風ボーガスの改良について述べる。まず(2)で改良の 内容について説明し、次に(3)でその効果について述 べる。最後に(4)でまとめを記す。

(2) 2016 年 9 月 28 日に適用された台風ボーガスの 改良の内容

近年の全球モデルでは、水平高解像度化 (北川 2005; 門脇・吉本 2012) や GSM1603 などの改良 (米原 2016) により、台風の発達をより良く表現できるようになっ てきた。それに合わせ台風ボーガスの作成手法も、中 心気圧の制限値変更などの改良 (髙坂 2015)を行った 結果、初期値において、よりシャープな(気圧傾度が 大きな) 台風が表現されるようになった。これに伴い、 台風ボーガスの台風中心位置と第一推定値の台風中心 位置にずれがある場合、台風ボーガス中心点や第一推 定値の台風中心点で海面更正気圧の観測値と第一推定 値の差 (FG departure: First Guess departure) の絶対 値が大きくなりすぎることがある。その時に起こる問 題(計算安定性の低下など)への対応として、中心気 圧の制限値変更と同時にグロスエラーチェックが導入 された。これにより、FG departure の絶対値が極端に 大きなデータはリジェクトされるようになったものの、 それでも局所的に(台風ボーガス点のごく近辺のみに)

大きなインクリメント(第一推定値から解析値への修正量)が入り、台風構造の軸対称性などが歪められる 事例が多く残った。

一般に、同じ FG departureと同じ背景誤差を適用した場合、より小さな観測誤差で観測データを同化する方が、解析値がより観測データの値に近づき、結果そのデータ周辺に大きなインクリメントが入りやすい²。そこで今回、観測誤差と配置を見直すこととした。変更点一覧を表 3.1.1 に示す。

観測誤差の変更

全球解析における台風ボーガスは、4次元変分法を 採用した 2005 年 2 月から速報解析で擬似観測データ として同化するようになった。その時、上空の風の観 測誤差はドロップゾンデによる台風周辺の特別観測の データを用いて算出されたが、海面更正気圧の観測誤 差は他の直接観測データのものと同じ値に設定した (新 堀 2005)。それ以降、観測誤差については変更がなかっ た。しかし本来は太田 (2015)でも述べられている通 り、観測誤差は数値予報システムの変更に合わせて見 直す必要がある。

新しい観測誤差の設定には、まず 2010 年から 2014 年まで 5 年間の台風ボーガスデータを用い、FG departure と残差(観測値と解析値の差)の共分散から観測誤差と観測誤差相関を求める手法 (Desroziers et al. 2005; Desroziers and Ivanov 2001; 坂本 2009)を用いて値を算出した。その値を参考に前後の値を取るいくつかの海面更正気圧および上空の風の観測誤差を適用した実験をそれぞれ実施し、事例ごとに問題点が改善されたかどうかや、台風進路予測の改善率を調査した。その結果から、海面更正気圧の観測誤差として、これまでの 0.8 hPa より大きな値である 2 hPa を採用することとした。一方、風の観測誤差は従来の約 5 m/s よりやや小さい約 4 m/s を採用することとした。

配置とグロスエラーチェックの変更

台風ボーガスの水平配置は、2010年4月に大幅に見直され、多くは半径200km内³の台風中心付近のみに限定され、その場合、中心2地点と周囲4地点のみに配置されるようになった(岡垣2010)。その結果、リジェクトされる台風ボーガスデータが1点でもあると、残りのボーガスデータだけでは台風中心位置を意図し

 $^{^1}$ 第 3.1.1 項 岡部 いづみ・太田 行哉・髙坂 裕貴(ヨーロッパ中期予報センター)、第 3.1.2 項 平原 洋一、第 3.1.3 項 亀川 訓男・計盛 正博、第 3.1.4 項 村上 康隆・計盛 正博、第 3.1.5 項 大和田 浩美

² 背景誤差、観測誤差の説明については室井・佐藤 (2012) を参照。

³ 台風ボーガスを配置する水平領域は、第一推定値の台風中心位置と台風ボーガスの台風中心位置の距離により異なる。2 つの台風中心位置間の距離 (D) が 120 km 以内の場合、配置領域は台風ボーガスの台風中心位置から半径 200 km 以内となる。D が 120~280 km の場合は D+80 km、D が 280~320 km の場合は 400 km、D が 320 km 以上の場合は D+80 km を半径とする円内が配置領域。

表 3.1.1 全球解析における台風ボーガスの変更点

変更点	変更前	変更後
観測誤差	海面更正気圧: 0.8 hPa	海面更正気圧: 2.0 hPa
	風速:約5 m/s	風速:約4 m/s
配置(水平)	第一推定値の台風中心点、	台風ボーガス中心点から
	台風ボーガス中心点とそこから	200 km の円周内の領域に 100 km
	半径 200 km の円周上 4 点	格子ごとに1点
	(※第一推定値と台風ボーガスの台風	(※第一推定値と台風ボーガスの台風
	中心間の距離が 120 km 以内の場合)	中心間の距離が 120 km 以内の場合)
配置(鉛直)	1000, 925, 850, 800, 700, 600,	850と 300 hPa のみ
	500, 400, 300 hPa	
配置点の決定とグロスエラー	1. 配置点の決定、	1. グロスエラーチェック、
チェック処理順	2. グロスエラーチェック	2. 配置点の決定
グロスエラーチェック	海面更正気圧: 14.7 hPa	海面更正気圧: 10.0 hPa
の閾値	風速: 19–22 m/s	風速: 14-15 m/s
ボーガス中心気圧 チェック (詳細は髙坂 (2015) 参照)	台風ボーガス中心点のリジェクトを	廃止
	避けるため第一推定値との気圧	
	差が± 14.0 hPa 以内となるよう	
	ボーガスプロファイルを修正	

た方向に修正出来ない場合や、台風中心付近の一部に のみインクリメントが入り、台風構造が歪んでしまう 場合があった。このため、配置の密度が不十分である ことが懸念された。そこで上述の観測誤差推定で観測 誤差相関を算出したところ、水平相関係数が 0.2 以下に なる距離が約 100 km であったため、それを参考に、水 平間隔を 80 km、100 km、120 km、150 km とした実 験を実施し、解析値の各事例や進路予測精度を調査し た結果から、これまでより密な配置となる 100 km 間隔 に変更した (図 3.1.1)。また、これまでは、配置点の決 定後に行われていたグロスエラーチェックで、台風ボー ガス中心点のリジェクトを避けるために FG departure が 14.0 hPa 以下になるようボーガスプロファイルを修 正していた(ボーガス中心気圧チェック)。今回の変更 では、FG departure が極端に大きすぎることでデータ がリジェクトされても、その近辺の地点には配置され るよう、あらかじめ 10 km 間隔でボーガスデータを作 成し、先にグロスエラーチェックをパスした地点から 100 km 四方格子毎に 1 地点ずつ配置することにより、 面的に偏った配置を防ぐようにした。これに伴い、グ ロスエラーチェックの閾値を見直し、統計調査した期 間における FG departure の標準偏差の 3 倍を目安に、 事例調査からインクリメント が大きくなり すぎない値 を選び、以前よりも小さくした。これらの変更により、 ボーガス中心気圧チェックは不要になるため廃止した。

また、鉛直配置については、観測誤差相関の推定値から鉛直相関が大きいことが示唆されていた。さらに台風ボーガスの風を1点同化した理想実験においても、鉛直

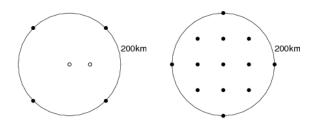


図 3.1.1 台風ボーガスの水平配置新旧比較図。左が変更前、右が変更後の水平方向の配置を示した図。共に半径 200 km 円の中心は台風ボーガスの中心点である。変更前の白丸は台風ボーガス(円中心)及び第一推定値の台風中心点で、海面更正気圧のみ配置されていた。変更前後の黒丸には、海面更正気圧と上空の風(風向風速)が配置される。

相関の高さが示された。そこで台風ボーガスの配置面を 1 面もしくは 2 面とした複数の実験を実施した結果から、台風の鉛直構造を代表する 850 hPaと 300 hPaの 2 面のみで十分であると判断し、そのように変更した。

(3) 改良の効果

改良の効果を確認するため、全球数値予報システム (GSM1603) による解析予報サイクル実験 4 を実施した。実験期間は 2015 年 6 月 20 日から 10 月 25 日で、その間には台風第 $8\sim$ 第 25 号の 18 個の台風が発生していた。改良前の設定による実験を CNTL、改良後の設定による実験を TEST とする。

 $^{^4}$ 数値予報現業システムの全球サイクル解析と同等に解析予報サイクル (室井 2012) を適用した実験

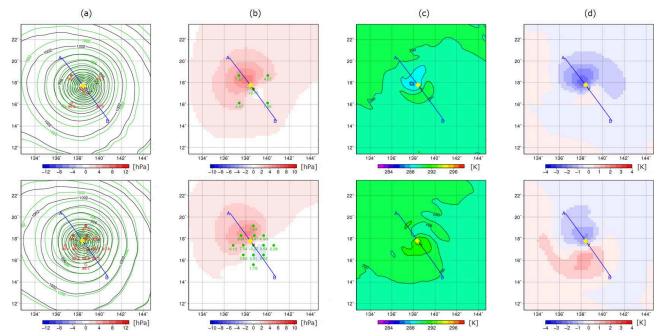


図 3.1.2 左から順に、(a) 海面更正気圧(黒線が解析値、緑線が第一推定値、赤点は台風ボーガスの配置点)、(b) 海面更正気圧のインクリメント(緑点は台風ボーガス配置点)、(c) 800 hPa 面の気温解析値、および(d) 800 hPa 面気温のインクリメント。上段が変更前、下段が変更後。図の中央が台風ボーガス中心点、黄丸が第一推定値の台風中心点。青線は台風ボーガスの台風中心と第一推定値の台風中心を通る線で、B 側に台風ボーガス中心点がある。

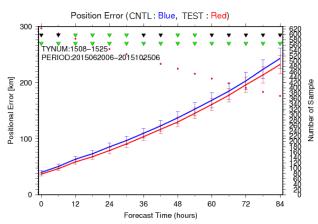


図 3.1.3 2015 年 6 月 20 日~10 月 25 日の期間に発生していた台風第 8 号から第 25 号までの全 18 個の台風を予測対象とした平均進路予測誤差 [km](実線、左軸)。赤線が変更後で青線が変更前。線に付属したエラーバーは誤差の発生が正規分布に従うと仮定した場合の 95%信頼区間を表す。サンプルは変更前後で揃えてあり、両者で追跡出来たものだけを検証対象としている。このため、サンプル数(赤丸、右軸)は変更前後で同一である。図上部の三角は差の有意性を示すもので、上段が相関考慮、下段が独立仮定で計算した有意判定結果を示し、緑色は有意、黒色は有意でないことを示す。

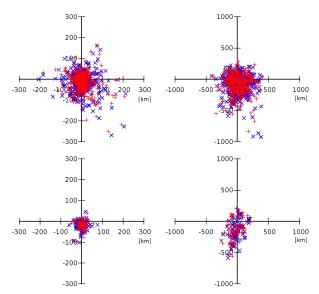
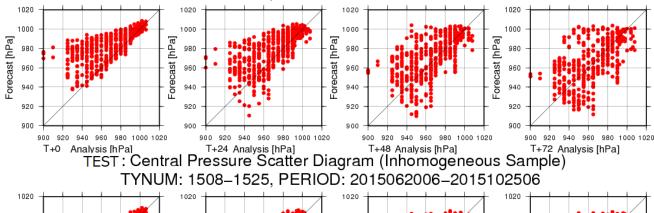


図 3.1.4 初期値(左図)及び 72 時間予報値(右図)の台風中心位置誤差散布図。台風中心位置が気象庁ベストトラックからどの方向にどれくらい離れているかを示した図。青×が変更前、赤+が変更後。縦軸上が台風の進行方向で横軸はそれと直交する向きである。上段が対象期間中の全台風事例について、下段はそのうち転向後の事例のみをプロットした。

CNTL: Central Pressure Scatter Diagram (Inhomogeneous Sample) TYNUM: 1508–1525, PERIOD: 2015062006–2015102506



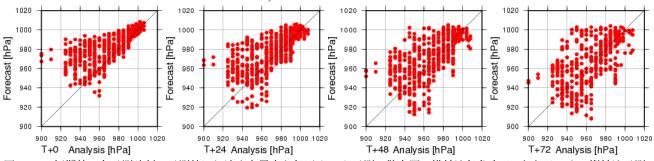


図 3.1.5 初期値、各予測時刻の予測値における台風中心気圧 (hPa) 予測の散布図。横軸は気象庁ベストトラック、縦軸は予測。変更前(上段)と変更後(下段)。左から初期値、24 時間予測、48 時間予測、72 時間予測。

解析値の改善

本変更により 局所的に大きなインクリメント が入る 事による台風構造の歪みが軽減された事例について紹 介する。図 3.1.2 は 2015 年台風第 9 号の発達期におい て、台風中心位置を南東方向へ修正させる台風ボーガ スデータを同化した際の解析値及びインクリメントの 水平図である。上段の変更前では、台風中心を南東(図 の右下)へ移動させるため、台風ボーガス中心から見 て北西側に位置する第一推定値の台風中心の海面更正 気圧を大きくする大きな正のインクリメントが局所的 に入った結果、800 hPa の気温場には局所的に大きく 気温を下げるインクリメントが入った(図3.1.2の上段 右図)。図 3.1.2(c) の 800 hPa 面気温の解析値を見る と、暖気核が打ち消されて寒気核が生成されてしまっ ている(変更前後とも前時刻までの解析値やこの時刻 の第一推定値には寒気核は認められない、図略)。変 更後は台風中心位置を修正しつつ、特定の台風ボーガ スデータ 1点の付近に大きなインクリメントが入るこ とはなく、暖気核を残したままの台風構造を維持して いる。実験期間中の他の台風事例についても、寒気核 の出現数が変更前に比べて変更後に減少していること を確認している。なお、局所的に大きなインクリメン トが軽減することで、台風の急発達による気圧低下や 位置ずれの修正が 1 回の解析では十分でない場合もあ る。しかしながら台風の構造の歪みが軽減されること で、解析予報サイクルを通じて全体的に解析値におけ る中心位置誤差が減少し、次項で述べるように進路予 測の改善につながったものと考えられる。

台風進路予測の精度向上

図 3.1.3 に実験による変更前後の台風進路予測精度を示す。初期時刻から 84 時間予報まで、台風の進路予測誤差が約 3~8 km 減少している。初期値(解析値)の改善によって進路予測誤差の減少が予測後半まで持続しているのは、より中心位置誤差の小さい初期値から始まる予測であることと、初期値における台風構造の歪みが軽減され、歪みによる進行のふらつきが抑制された効果によるものと考えられる。図 3.1.4 に初期値及び 72 時間予測値の台風中心位置誤差の散布図を示す。初期値及び予測値ともに、変更後の方がより図の中央に集まっており、全体的に誤差が小さいことが分かる。ただし、転向後の進行方向に対するスローバイアスなど予報モデルの特性として知られている傾向は変わらない。

台風強度予測の特性変化

実況の台風が最盛期を迎えるなどして台風構造がシャープになると、台風速報解析から推測される海面更正気圧プロファイルの気圧傾度が大き過ぎて、モデル解像度に適さない場合がある。その場合、台風速報解析より台風中心気圧を高める(台風構造を浅くする)調整がプロファイルに加えられ、その調整されたプロファイルに基づく台風ボーガスデータが作成される(岡垣 2010)。変更前はこの台風ボーガスを小さい観測誤差で同化していたため、初期値において中心気圧が低すぎる事例はあまり見られなかった。変更後は観測誤差がより大きくなるため、第一推定値の中心気圧が低すぎる場合、初期値においてもその状態が残る事例が

増加する。しかし予報モデルが過発達させようとしている場合は、初期値でそれを抑えても予測時間が進むと結局過発達な状態になる事が多い。そのため、台風中心気圧予測の散布図 (図 3.1.5)において 24 時間予報以降、変更前後の差は殆ど見られなくなる。また逆に第一推定値の台風中心気圧が高すぎる場合は、変更後の方が局所的に大きなインクリメントが入りづらくなることから、初期値においてもその状態が残る場合もある。このことから、初期値から 24 時間以内の予測値において、より前初期値の強度が引き継がれやすくなる。

(4) まとめ

2016年9月28日に全球解析において、台風ボーガ スの改良を適用した。台風ボーガスの海面更正気圧の 観測誤差を 0.8 hPa から 2.0 hPa に、上空の風の観測 誤差については約5 m/s から約4 m/s に変更した。ま た、配置についても水平方向にはこれまでより密にな るように 100 km 四方格子に 1点の配置とし、鉛直方向 には風をこれまで 9 層に配置していたものを 850 hPa と 300 hPa の 2 層にのみ配置するようにした。局所的 に大きなインクリメントが入りにくくなったことによ り、台風の急発達による気圧低下や位置ずれの修正が 1回の解析では十分ではない場合もある。しかしなが ら台風構造の歪みが軽減されることで、解析予報サイ クルを通じて全体的に解析値における中心位置誤差の 減少につながると考えられる。実験の結果、台風進路 予測精度が予測初期値から 84 時間予測値まで改善し た。また、強度予測については、初期値から24時間予 測値まではより 前初期値の強度を引き継ぎやすくなっ たが、それ以降予測時間が進むと顕著な差は見られな かった。

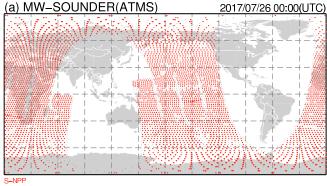
3.1.2 全球解析における Suomi-NPP/ATMS 輝度温 度データの利用開始

(1) はじめに

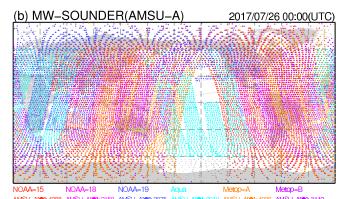
衛星搭載マイクロ波サウンダは、地球大気や地表面からのマイクロ波放射の強度(輝度温度)を複数の周波数(チャンネル)で測定し、大気の気温や水蒸気の鉛直分布に関する情報を取得するセンサである(岡本1999)。全球にわたって観測データを得られるため、数値予報にとって非常に重要な観測データとなっている。気象庁の全球解析では、2017年3月29日にマイクロ波サウンダ ATMS (Advanced Technology Microwave Sounder)の輝度温度データの利用を開始した。本項ではデータの概要と利用方法、およびデータ同化の解析値、予測値への影響について解説する。

(2) ATMS

ATMS は、気象庁の数値予報システムで利用しているマイクロ波サウンダ $AMSU-A^5$ (気温サウンダ。チャ



ATMS[●]: 4971 NOUSE[●]: 1507 ALL: 6478



NOUSE(•): 136 NOUSE(•): 22 NOUSE(•): 508 NOUSE(•): 322 NOUSE(•): 169 ALI: 4424 ALI: 2212 ALI: 3483 ALI: 3271 ALI: 4291 ALI: 3279 図 3.1.6 全球解析で利用された ATMS, AMSU-A 輝度温度 データの分布例。2017 年 7 月 26 日 00UTC の前後 3 時間 の観測データ。(a) の赤点は Suomi-NPP 衛星の利用データ (ATMS)、(b) の赤点、桃点、青点、水点、橙点、紫点は、NOAA-15, NOAA-18, NOAA-19, Aqua, Metop-A, Metop-B の各衛星の利用データ (AMSU-A) をそれぞれ 示す。黒点は品質管理処理で全チャンネルのデータが不使

ンネル数 15)、MHS⁶(水蒸気サウンダ。チャンネル数 5)の後継センサにあたり、一つのセンサに AMSU-A, MHSとほぼ同等のチャンネルが装備されている他、いくつかのチャンネルが追加されたマイクロ波サウンダ (チャンネル数 22)である。ATMS は 2011 年 10 月に打ち上げられた米国の極軌道衛星 Suomi-NPP⁷ に搭載されており、今後も次世代現業用極軌道衛星 JPSS⁸ シリーズに搭載される予定となっている。気温、水蒸気の観測情報が得られる ATMS 輝度温度データは、数値予報精度の維持、改善において重要な衛星データである。ATMS の主要諸元については岡本 (2007)にまとめられているので、そちらを参照されたい。

用とされたことを示す。

 $^{^5}$ Advanced Microwave Sounding Unit-A の略。

 $[\]overline{^{6}}$ Microwave Humidity Sounder の略。

⁷ Suomi National Polar-orbiting Partnership の略。米国海洋大気庁 (NOAA) の現業用極軌道衛星 NOAA シリーズと後継の JPSS シリーズの中継ぎとして打ち上げられた。

⁸ Joint Polar Satellite System の略。JPSS-1, JPSS-2 がそれぞれ 2017 年 11 月、2022 年に打ち上げ予定。

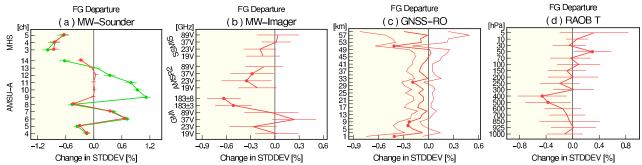


図 3.1.7 夏期実験における、観測値 — 第一推定値 (FG departure) の、TEST の CNTL に対する標準偏差の変化率。 (a) マイクロ波気温サウンダ AMSU-A、マイクロ波水蒸気サウンダ MHS、(b) マイクロ波イメージャ (SSMIS, AMSR2, GMI)、(c) GNSS 掩蔽観測(屈折角)、(d) ラジオゾンデ(気温)。縦軸は各観測測器のチャンネルまたは観測高度。横軸は変化率 [%]。変化率が負の場合は第一推定値の誤差の減少(改善)を示す。エラーバー((c) では細線)は 95%信頼区間、丸印は統計的に有意な差であることを示す。赤線は ATMS の対流圏に感度のあるチャンネルを同化した場合の結果を示す。 (a) の緑線は ATMS の対流圏を中心に感度のあるチャンネルに加えて成層圏を中心に感度のあるチャンネルも同化した場合の結果を示す。

(3) データの利用方法

全球解析での ATMS 輝度温度データの利用方法の概要を以下に述べる。

・同化利用するチャンネル

対流圏を中心に感度をもつチャンネル (ch) を同化に利用する。気温のサウンディング(鉛直探査)を行うチャンネル(気温チャンネル)では ch6-9を、水蒸気のサウンディングを行うチャンネル(水蒸気チャンネル)では ch18-22 を同化対象とする。

データ補正

ATMS の気温チャンネルは AMSU-Aより 観測密度が高い一方、AMSU-Aと比較して大きなノイズが観測値に含まれる。そのため、ノイズ除去用に空間ガウシアンフィルタを適用する (江河 2015)。フィルタ適用後のデータを対象として、スキャン位置に依存するバイアスを補正後、大気の状態などに依存するバイアスを変分法バイアス補正 (佐藤 2007; 石橋 2011) で除去する。

データ間引き

衛星データは一つのセンサで広い領域を観測するため、近隣の同一センサによる観測データ(の誤差)は一定程度の水平相関を持つと考えられる。一方、現在の同化システムは観測データの誤差相関はないものとして扱っているため、誤差相関を持つ程度まで近接した観測データを利用すると、観測データに近すぎる解析値となるなどの影響が生じる。そのため、現在の同化システムでは誤差相関が無視できると考えられる距離でデータを間引く等の処理を行っている。ATMS は AMSU-A と同じく、経験的に求められた値である約 250 km間隔(岡本 2007)に間引いたデータを利用する。

· 品質管理

輝度温度データ同化処理では、観測された輝度温度(観測輝度温度)に対して、数値予報モデルの

出力結果の大気プロファイルを入力とした放射伝 達計算による輝度温度(計算輝度温度)を求め、 その差を用いて解析処理を行う。現在は晴天域の データのみを同化対象とし、観測点に雲や降水粒 子が存在しないことを前提としているため、計算 輝度温度の算出には数値予報モデルの雲や降水粒 子のプロファイルは用いていない。このため、雲や 降水粒子の影響を受けた観測データが同化される と、観測データに含まれる雲や降水粒子の影響が 気温や水蒸気の影響として誤って評価され、解析 精度を低下させる可能性がある。また、計算輝度 温度の算出に必要となる地表面射出率の見積りが 困難である陸面、海氷面の影響を強く受けた輝度 温度データからも、気温や水蒸気の情報を適切に 抽出することが難しい。そのため、品質管理処理 によりこれらの影響を受けたデータを除去してい る。ATMSの雲、降水域の判別処理や、海陸分布、 標高などの観測条件に応じた利用チャンネルの選 択は、AMSU-A, MHS における処理 (岡本 2007) に準じた設定⁹とする。例えば、対流圏下層を中 心に感度を持つ ch6(気温チャンネル)のデータ は地表の影響を強く受けるため、陸域、海氷域の データを除外する。一方、対流圏上層を中心に感 度を持ち、地表の影響が小さい ch9(気温チャンネ ル)のデータは陸域、海氷域のデータも利用する。

図 3.1.6 に、全球解析で利用される ATMS と AMSU-A の輝度温度データ分布例を示す。太平洋上などの AMSU-A のデータが存在しない領域にも ATMS のデータが分布しており、より広い領域でマイクロ波サウンダの輝度温度データが利用可能となっていることが分かる。

⁹ ATMSでは標高に関する利用条件を AMSU-A よりも細かく 設定するなどしているため、厳密に同じ設定ではない。

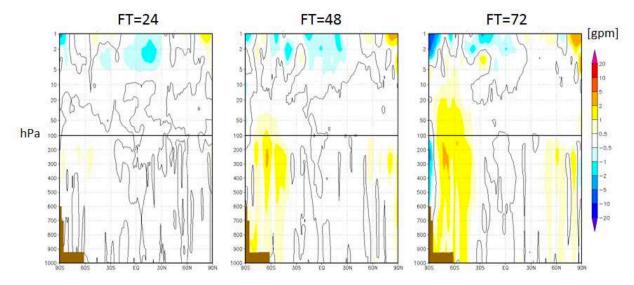


図 3.1.8 夏期実験における、ジオポテンシャル高度の解析値に対する RMSE の差 (CNTL-TEST) の鉛直緯度別帯状平均分布。左図は FT=24、中図は FT=48、右図は FT=72 の結果。正の値(暖色) は RMSE の減少(改善) を示す。黒曲線はゼロ値の等値線。図中の茶色の部分は南極大陸付近についてマスキングした領域を示す。

(4) 同化のインパクト

現業の全球数値予報システムに対して ATMS 輝度温度データを追加利用した場合の効果を評価するため、2016 年 12 月時点の数値予報ルーチンと同等のシステムを用いた解析予報サイクル実験を行った。実験期間は、2015 年 7 月 10 日~2015 年 9 月 11 日(夏期)、2015 年 12 月 10 日~2016 年 2 月 11 日(冬期)であり、ATMS 輝度温度データを利用しない設定を CNTL、利用する設定を TEST とする。

ATMS 輝度温度データは気温、水蒸気に関する情報を持つことから、データを同化することにより、気温、水蒸気の初期場が改善されることが期待される。ここでは、解析値の基となる第一推定値と既存の観測値の整合性の変化 ¹⁰ を確認する。

図 3.1.7 は、CNTL と TEST で共通に利用されているマイクロ波サウンダ AMSU-A, MHS、 マイクロ波イメージャ SSMIS, AMSR2, GMI¹¹, GNSS 掩蔽観測(屈折角)¹²、およびラジオゾンデ気温観測についての観測値と第一推定値の差 (FG departure: First Guess departure) の標準偏差の変化(夏期)を示す。AMSU-Aの対流圏付近に感度をもつ一部の気温チャンネル (ch6,

7) において標準偏差の増大が見られるものの、その他の観測データについては中立または減少している。 ATMS 輝度温度データの同化により、第一推定値の気温場、水蒸気場が、既存の観測値と整合する傾向(改善)であり、冬期についても同様の結果であった。

なお、ATMSの成層圏を中心に感度をもつ気温チャンネル (ch10-15) も同化した実験では AMSU-A の成層圏を中心に感度をもつチャンネル (ch9-14) の FG departure の標準偏差が大きく増大する傾向がみられた(図3.1.7 (a)の緑線)。原因として、ATMSの当該チャンネルの輝度温度データのバイアスを適切に除去しきれていない可能性が考えられるため、今回の変更では対流圏を中心に感度をもつチャンネルのみを同化対象としている。

予測実験の結果では、夏期は対流圏の気温、高度、 比湿について全球的に改善傾向であり、冬期は概ね中 立であった。例として、夏期実験におけるジオポテン シャル高度の解析値に対する RMSE の変化を示す(図 3.1.8)。対流圏で改善傾向であり、特にラジオゾンデ 観測などの直接観測が少ない南半球での改善が大きい。 台風の進路予測においても、ATMS 輝度温度データを 同化することで改善傾向となることが確認できた(図 3.1.9)。

(5) まとめ

全球解析では、2017年3月29日にATMS輝度温度データの現業利用を開始した。今回示した実験の結果から、当該データの利用は気温場、水蒸気場の予測及び台風進路予測を改善することが確認されている。今後の課題として、成層圏に感度のあるチャンネル(AMSU-Aでは利用中)の利用や、メソ、局地解析での利用が挙げられ、引き続き開発を進めたい。

¹⁰ 全球の解析予報サイクルにおいては、第一推定値は一初期時刻前の解析値からの予測結果 (FT=3-9) である。ここで示すような観測値と第一推定値の差 (FG departure) の標準偏差の減少は、解析場の変化を通じた、観測データ同化の影響が現れやすい予測初期での予測値と観測値の差の標準偏差の減少(改善)を示す。

¹¹ マイクロ波イメージャの輝度温度は、主に大気中の水蒸気量に関する情報を持つ。SSMIS: Special Sensor Microwave Imager, AMSR2: Advanced Microwave Scanning Radiometer-2, GMI: GPM (Global Precipitation Measurement) Microwave Imager

¹² GNSS (Global Navigation Satellite System) 掩蔽観測の 屈折角は、大気中の気温や水蒸気量に関する情報を持つ。

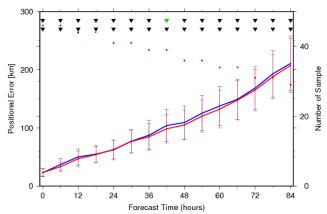


図 3.1.9 夏期実験期間に存在した 5 個の台風を予測対象とした進路予測誤差 [km](実線、左軸)とサンプル数(丸、右軸)。赤が TEST で青線が CNTL、線に付属したエラーバーは誤差の発生が正規分布に従うと 仮定した場合の 95%信頼 区間を示す。図上部の三角形は差の有意性を示すもので、上段が時間方向の相関考慮、下段が独立仮定で計算した有意判定結果を示し、緑色は有意、黒色は有意でないことを示す。

3.1.3 全球解析における Suomi-NPP/CrIS 輝度温 度データの利用開始

(1) はじめに

ハイパースペクトル赤外サウンダ(以下ハイパーサウンダと呼ぶ)は、高波数分解能で数千ものチャンネルを有する赤外サウンダで、気温や水蒸気の鉛直分布に関する情報を取得できる。気象庁では、2014年から全球解析で Aqua 衛星搭載の AIRS¹³と Metop-A, B衛星搭載の IASI¹⁴ の輝度温度データを利用している(岡垣 2015)。今般、2011年10月に打ち上げられた米国の Suomi-NPP衛星(第3.1.2項(2))に搭載されているハイパーサウンダ CrIS (Cross-track Infrared Sounder)の輝度温度データの同化により、予測精度の改善が得られることを確認できたことから、2017年3月29日より全球数値予報システムでの利用を開始した。

本項では、全球解析における CrIS 輝度温度データ利用のための品質管理と解析予報サイクル実験の結果を示し、CrIS のデータ利用による解析、予測への影響について述べる。なお、CrIS を含むハイパーサウンダの主要諸元については岡本 (2011) にまとめられているので、そちらを参照されたい。

(2) 品質管理

ハイパーサウンダ CrIS の全球解析での品質管理・利用方法について、以下に概要を述べる。

チャンネル選択

ハイパーサウンダは、複数の波長で地球大気や地表面からの放射強度を測定し、大気(気温・水蒸気)の鉛直分布に関する情報を得ることができる。しかし、赤

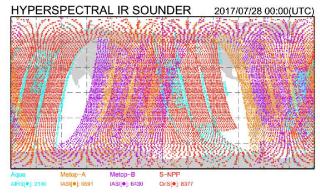


図 3.1.10 全球解析で利用されたハイパーサウンダの分布例。 2017 年 7 月 28 日 00UTC の前後 3 時間の観測データ。淡 青点、橙点、紫点、赤点は、Aqua, Metop-A, Metop-B, Suomi-NPP の各衛星の利用データをそれぞれ示す。セン サ横の数字は利用されたデータ数を示す。

外放射は雲(水・氷)による吸収が大きく吸収線が複雑である。また、オゾン、メタンなど微量気体の影響も受ける。これらの影響が現在の解析システムでは十分に考慮されていないため、AIRS, IASIの利用方法と同様に、CrISも晴天域の気温の鉛直分布情報の利用を優先して選択したチャンネルの輝度温度を同化することで気温場の改善を目指した。

CrIS のチャンネル総数は 1305 個であり、このうち 399 チャンネルのデータセット (Antonia and Barnet 2011) が米国環境衛星資料情報局によって配信されている。このデータセットから、増田 (2007) の手法を用いて情報量の多いチャンネルを選択し、さらに AIRS で現業利用されているものと同等の波数で、互いになるべく隣接しないチャンネルを選択する。最終的に、水蒸気に感度があるチャンネルと品質不良なチャンネルを除き、気温に感度がある 27 個のチャンネルを選択した。

スキャンバイアス補正

CrIS の観測は、上昇軌道 ¹⁵ の場合、一回の走査で 西から東へ 270 個の観測視野角 (FOV) ¹⁶ で放射強度を 観測できる。このときスキャン位置に依存する補正を、 統計処理計算で事前に求めたテーブルの参照により 行 う。CrIS の場合、特定の FOV に測器依存のバイアス が見られたので(図略)、利用する FOV を限定し、ス キャン位置に依存するバイアスを補正した。

雲判別

赤外域の放射は雲による吸収を強く受けるため、ハイパーサウンダの輝度温度同化には、晴天域の全層のデータと、曇天域では推定した雲頂高度より上層に感度があるチャンネルのデータのみを利用する(雲頂よ

¹³ Atmospheric Infrared Sounder の略。

¹⁴ Infrared Atmospheric Sounding Interferometer の略。

¹⁵ 衛星が南から北へ進行する軌道のこと。

¹⁶ Field Of View の略。

り下層に感度があるチャンネルは除く)。AIRS, IASI と同様、Split Window 法 (Inoue 1985) により 雲の有り 無し 判別を、 CO_2 slicing 法 (Eyre and Menzel 1989) により 雲頂高度推定を行い、雲の影響を受けていない データを同化する。

データ間引き

他のハイパーサウンダ同様、データの水平間引き間隔は200 kmとした。ただし、Suomi-NPP衛星は、Aqua衛星とほぼ同じ軌道を飛行しているため、重なりの大きい領域を近い時刻で観測する(図3.1.10)。ハイパーサウンダは、多チャンネルがゆえ情報量が他の観測と比べ多いため、解析で過剰な影響を与えないように、衛星間の重なりを考慮した間引き(衛星間間引きと呼ぶ)を行っている。また、故障したチャンネルの数や間引き格子の中心からの距離、解析対象時刻からの時間差を考慮するなど、重複したデータに優先順位を付けて利用するデータを選択している。

(3) 解析予報サイクル実験 ベースライン実験

(2) で述べたとおり、Suomi-NPP 衛星は、Aqua 衛星と観測する現地時間が近く観測領域がほぼ重複する。このため、CrIS のみの同化の効果を明瞭に見るために CrISと AIRSを利用しない実験(ベースラインと呼ぶ)を準備し、これに対して CrIS データの追加、AIRS データの追加がそれぞれ、どのようなインパクトを与えるかを確認する。

実験期間は、夏期間に 2015 年 7 月 10 日~2015 年 9 月11日(夏期)、冬期間に2015年12月10日~2016年 2月11日(冬期)の期間を設定した。図3.1.11は、CrIS のみ(赤色)、AIRSのみ(緑色)をそれぞれ同化したと きの、両期間での全球領域における観測値と第一推定 値の差 (FG departure: First Guess departure) のベー スラインに対する標準偏差の変化率である。AMSU-A では、成層圏の気温に感度をもつチャンネル (ch9-14) を中心に CrIS データ利用時の方が AIRS データの利用 時と比べて FG departure の標準偏差の減少が大きく、 GNSS 掩蔽観測(屈折角)でも同様である。さらに、従 来型観測であるラジオゾンデや航空機の気温において も、AIRSと同程度またはそれ以上に第一推定値の気 温のプロファイルが改善していることがわかる。この ことから CrIS の輝度温度データの同化により、様々な 既存の観測データと整合する方向で、対流圏上層から 成層圏における気温場が改善していると言える。つま り CrIS の輝度温度データを同化することは、AIRS の 輝度温度データを同化することと同等以上の効果が得 られることを意味する。また、CrISを同化した場合の 予測精度へのインパクトについても、500 hPa 高度に おいてベースラインに対する RMSE が南半球を中心に 約3%改善するなど、AIRSデータの同化と同程度の精 度向上への寄与が確認された(図 3.1.12)。

現業数値予報システムへのインパクト

現業の全球数値予報システム(AIRSを既に利用している設定)に対して CrISを追加した効果を評価するため、ベースライン実験と同じ実験期間を対象に、2016年12月時点の数値予報ルーチンと同等のシステムを用いて解析予報サイクル実験を行った。CrISデータを利用しない設定を CNTL、CrISデータを衛星間間引きで利用する設定を TESTとする。

解析場の変化や既存の観測についての FG departure の標準偏差の変化は、既存の AIRS による気温場の改善があるためインパクトは小さくなるものの、気温場の変化傾向や対流圏上層から成層圏における気温場が改善するなど、ベースライン実験との比較結果と整合的であった。予測精度については、対初期値検証で FT=24の下層 850 hPaの気温場において悪化が見られたものの、対流圏上層・成層圏では、南半球を中心に、夏期実験・冬期実験とも高度場の予測精度が改善していることを確認した(図3.1.13)。また、台風の進路予測においては、TESTと CNTLで同等の精度であることを確認した(図略)。

(4) まとめと今後の課題

Suomi-NPP 衛星に搭載されているハイパーサウンダ CrIS の輝度温度データを全球解析で利用した場合の数値予報システムの予測精度への影響を調査した結果、対流圏上層から成層圏を中心とした高度場、気温場の第一推定値、予測値の改善が確認できたため、2017年3月29日より全球数値予報システムでの利用を開始した。

今後の課題として、メソ解析での利用や水蒸気チャンネルの利用が挙げられる。さらには、他の数値予報センターでは、チャンネル間の誤差相関を考慮した利用 (Bormann et al. 2016) や雲域での利用 (McNally 2009) により予測精度向上を達成した実績があるため、これらの課題にも取り組む予定である。

3.1.4 全球解析における DMSP-F17、F18/SSMIS 輝度温度データの利用開始

(1) はじめに

全球解析では、マイクロ波放射計 SSMIS の水蒸気サウンダ輝度温度データの利用を 2017 年 3 月 29 日に開始した。本項では、SSMIS 水蒸気サウンダデータの同化手法、及び同化による解析値、予測値への影響について解説する。

(2) SSMIS 輝度温度データ

SSMIS は、米国の DMSP¹⁷ 衛星シリーズの 16 号以降に搭載されているマイクロ波放射計である。地球からの放射(輝度温度)を観測する 24 個のチャンネルで構成され、可降水量や雲水量に関する情報が得られるイメージャと、気温や水蒸気の鉛直分布に関する情報

 $^{^{17}}$ Defense Meteorological Satellite Program の略。

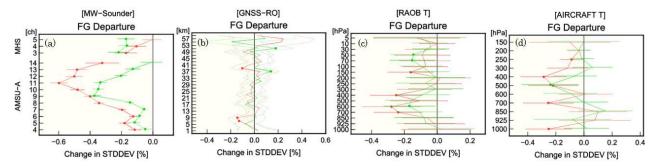


図 3.1.11 夏期実験と冬期実験を通した全球における FG departure の CrIS のみ(赤線)を同化した実験と AIRS のみ(緑線)を同化した実験のベースラインに対する標準偏差の変化率を示した図。横軸が変化率 [%]。変化率が負の場合は第一推定値の誤差の減少(改善)を示す。エラーバーまたは破線は 95%信頼区間、丸印は統計的に有意な差であることを示す。(a) マイクロ波気温サウンダ AMSU-A、マイクロ波水蒸気サウンダ MHS、(b) GNSS 掩蔽観測(屈折角)、(c) ラジオゾンデ(気温)、(d) 航空機観測(気温)。

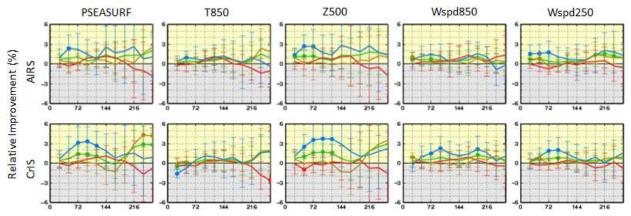


図 3.1.12 ベースライン実験での予測精度の結果。冬期実験における海面更正気圧、850 hPa 気温、500 hPa 高度、850 hPa 風速、250 hPa 風速のベースラインに対する RMSE の改善率 (%) を縦軸に示す。値が正のとき改善を示す。横軸は 1~11 日までの予報時間。上段は AIRS のみ、下段は CrIS のみのベースラインに対する全球(緑線)、北半球(茶線)、熱帯(赤線)、南半球(青線)の各領域での改善率。エラーバーは 95%信頼区間、丸印は統計的に有意な改善または改悪であることを示す。

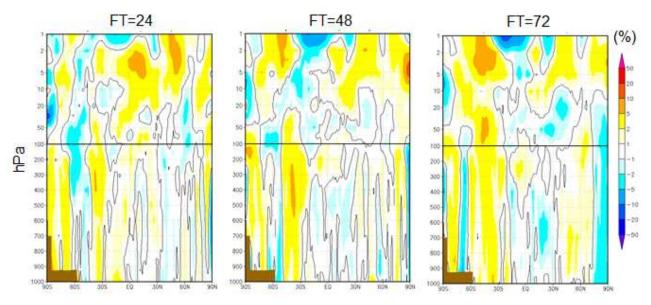


図 3.1.13 現業数値予報システムに対して CrIS を追加した比較実験での予測精度の結果。冬期実験におけるジオポテンシャル高度の解析値に対する RMSE の改善率 (%) (CNTL-TEST)/CNTL を示す。左図は FT=24、中図は FT=48、右図は FT=72 における緯度別鉛直分布の結果。正の値(暖色系)は改善を示す。黒曲線は、ゼロ値の等値線。図中の茶色の部分は 南極大陸付近についてマスキングした領域を示す。

が得られるサウンダの2つの機能を有している。当庁では、DMSP衛星の16号、17号に搭載されたSSMISのマイクロ波イメージャの海上晴天域の輝度温度の同化を2009年に開始し(江河・計盛2009)、現在は、全球解析、メソ解析及び局地解析において、DMSP衛星の17号、18号に搭載されたSSMISのマイクロ波イメージャの海上晴天域の輝度温度を同化している。また、メソ解析では、海上降水域における輝度温度からリトリーブされた降水強度も同化している。マイクロ波イメージャ及びその輝度温度同化の概要については計盛(2011, 2015)を参照されたい。

SSMIS の水蒸気サウンダは、183 GHz の水蒸気吸収 線付近に3つのチャンネルを有し、対流圏の水蒸気の鉛 直分布に関する情報をもたらす。当庁では、既に水蒸気 サウンダの輝度温度データとして、米国及び欧州の現 業極軌道衛星(NOAA 衛星及び Metop 衛星) に搭載さ れている MHS、フランス・インドの Megha-Tropiques 衛星に搭載されている SAPHIR¹⁸、及び宇宙航空研究 開発機構 (JAXA)・米国航空宇宙局 (NASA) の GPM 主衛星に搭載されている GMI のデータを同化してい る。NOAA 衛星及び Metop 衛星は、各観測点におけ る地方時(現地時刻)がほぼ一定となる太陽同期軌道 を、Megha-Tropiques 衛星及び GPM 主衛星は各観測 点の観測時刻が変動する太陽非同期軌道を飛行してい る。DMSP 衛星は NOAA 衛星及び Metop 衛星と同じ 太陽同期衛星であるが、早朝軌道、午前軌道及び午後 軌道とそれぞれ異なる軌道を飛行しているため、互い に観測領域を補完する(図 3.1.14)。

SSMIS 輝度温度データには校正処理の異なる複数のデータセットがある。当庁では、イメージャチャンネルの同化には米国環境衛星データ情報局 (NESDIS) 作成のアルゴリズムにて校正処理された SDR¹⁹ データを利用しているが、水蒸気サウンダデータの同化には、海外の主要数値予報センターでも利用されている、英国気象局等が作成したアルゴリズムである UPP²⁰ にて校正処理された UPP データを利用することにした。UPP データは 24 チャンネル全ての観測位置合わせ ²¹ や、SDR データより改良された輝度温度の校正処理が適用されており、多チャンネルを用いた高度なデータ利用が可能である。

(3) データの品質管理

現在、全球解析の衛星輝度温度同化では晴天域のデータのみを同化している。晴天域の輝度温度同化では、観測点に雲や降水粒子が存在しないことを前提としており、数値予報モデルの大気プロファイルから放射伝達

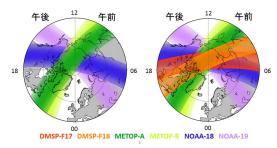


図 3.1.14 MHSと SSMIS の観測領域(北半球)の例。観測時刻は 2015 年 7 月 31 日 23:00UTC から 2015 年 8 月 1 日 00:50UTC。(左図) MHS のみ、(右図) MHS+SSMIS。赤点は DMSP17 号、橙点は DMSP18 号、緑点は Metop-A、黄緑点は Metop-B、青点は NOAA-18、紫点は NOAA-19の観測データを示す。数字は地方時を示す。

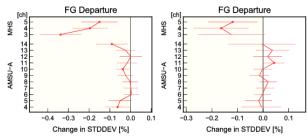


図 3.1.15 AMSU-A 及び MHS の FG Departure の標準偏差の CNTL に対する TEST の変化率。縦軸は各観測測器のチャンネルの番号。横軸は変化率 [%]。(左図) 夏期、(右図) 冬期。変化率が負の場合は第一推定値の誤差の減少(改善)を示す。エラーバーは 95%信頼区間、丸印は統計的に有為な差であることを示す。

計算によって輝度温度を算出する際には、気温、水蒸気、オゾンのプロファイルのみを用いて計算を行っている。このため、雲や降水粒子の影響を受けた観測データが同化されると、雲や降水粒子の影響が、気温や水蒸気の影響として誤って評価され、解析精度を低下させる可能性がある。特に、水蒸気サウンダの観測周波数である 183 GHz 帯は、イメージャチャンネルの観測周波数である 19~37 GHz に比べて波長が短く、より雲や降水粒子の影響を受けやすいため、雲・降水域を検知・除去し、晴天域のデータのみを同化するための品質管理が重要である。

水蒸気サウンダの伝統的な品質管理手法では、気温や水蒸気への感度が小さい窓領域(90,150 GHz帯)を用いて、雲・降水域の検出並びに地表面温度・射出率の精度評価を行っているが、DMSP18 号に搭載されるSSMISの一部チャンネルには不具合があるため同じ手法は使えない。このため、UPPで処理されたSSMISの水蒸気サウンダデータの同化にあたっては、多チャンネルである特性を活かし、主に雲水に感度を持つ37 GHz帯、主に雪に感度を持つ90 GHz帯、主に氷晶に感度を持つ183 GHz帯のチャンネルを組み合わせて雲・降水域を検出し、海上晴天域のデータのみを利用している。詳細については Murakami and Kazumori (2017)をご覧頂きたい。

¹⁸ Sondeur Atmosphérique Profil d'Humidité Intertropicale par Radiométrie (仏語) の略。

 $^{^{19}}$ Standard Data Record の略。

 $^{^{20}}$ Unified Pre-Processor の略。

²¹ SDR データでは、いくつかのチャンネルグループ毎に観 測位置合わせが行われている。

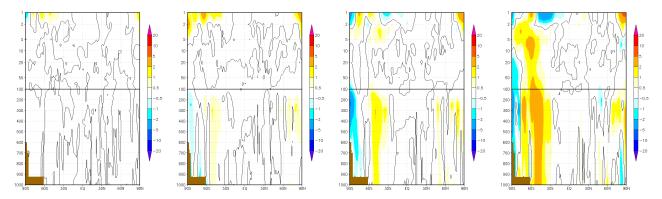


図 3.1.16 夏期実験におけるジオポテンシャル高度の対解析値 RMSEの CNTL に対する TEST の変化の鉛直緯度別帯状平均 分布。左から順に、24 時間予測、48 時間予測、72 時間予測、96 時間予測。正の値(暖色)は RMSE の減少(改善)を示す。黒曲線はゼロ値の等値線。図中の茶色の部分は南極大陸付近についてマスキングした領域を示す。

(4) 同化による解析、予測へのインパクト

ルーチン利用に先立ち、2015 年 7 月 10 日から 2015 年 9 月 11 日(夏期)、2015 年 12 月 10 日から 2016 年 2 月 11 日(冬期)の期間を対象に、SSMIS 水蒸気サウンダデータの同化によるルーチン数値予報システムへの影響評価を行った。実験には 2016 年 12 月時点の数値予報ルーチンと同等のシステムを用い、コントロール実験(CNTL)はルーチンシステムと同等の設定にし、テスト実験(TEST)は、CNTLに SSMIS 水蒸気サウンダデータを追加したものである。

SSMIS 水蒸気サウンダは対流圏に感度を持つため、予測初期を中心に、水蒸気場をはじめとする対流圏の場が改善されることが期待される。ここでは、解析値の基となる第一推定値(一初期時刻前の予測値)と既存の観測値の整合性の変化を確認する。MHSについて、観測値と第一推定値の差(FG departure: First Guess departure)の標準偏差を見ると、夏期・冬期ともに CNTLと比較して TESTにおいて減少しており、第一推定値の水蒸気場が改善していることを示している(図3.1.15)。同様の傾向は、SAPHIR 及び GMI等、他の MHSと同種の観測との比較においても確認されている(図略)。なお、気温、水蒸気、高度等の平均場にはほとんど変化は見られない(図略)。

予測値の解析値に対する誤差の変化を見ると、夏期の南半球では対流圏を中心に高度場において、CNTLと比較した TEST の対解析値 RMSE が減少しており、予測精度が向上していることを示している(図3.1.16)。夏期の北半球及び冬期(図略)については概ね TESTと CNTL は同等である。

(5) まとめ

本項では、2017年3月29日から全球解析での利用を開始したSSMIS水蒸気サウンダデータの同化手法及び同化による解析場・予測場への影響について述べた。事前の実験結果から、当該データの利用は、解析値・第一推定値の水蒸気場、及び夏期の南半球の気温・高度の予測場を改善することが確認されている。

今後の課題としては、SSMISイメージャチャンネルの利用データのSDRデータからUPPデータへの切替えや雲・降水域の水蒸気サウンダデータの同化等が挙げられ、継続的な開発が必要である。

3.1.5 GNSS 掩蔽観測データの利用の改良

(1) はじめに

GNSS (Global Navigation Satellite System) 掩蔽観測は、高度約2万kmの測位衛星から発信される電波を受信し、大気による遅延を計測することで伝搬経路上の気温や水蒸気に関係する情報を導出する観測である (Kursinski et al. 1997)。位相差(時間差)を計測するため、GNSS 掩蔽観測は高精度かつ校正不要の観測とされている。数値予報では通常、低軌道衛星に搭載された受信機の測定値から導出された屈折角または屈折率の鉛直プロファイルを同化利用する。

気象庁では現在、全球解析で屈折角を、メソ解析で屈折率を利用している (大和田 2015a,b; 平原 2016)。全球解析で使用中の掩蔽観測衛星と、そのデータの処理機関について表 3.1.2 にまとめた。本項では、全球解析における GNSS 掩蔽観測データ(以下、掩蔽データ)の高度利用に向けて、2017年7月25日に実施した変更について報告する。本変更により特に熱帯の対流圏界面より上空の気温と風の解析が改善された。掩蔽観測の原理については津田(1998)、または小澤・佐藤(2007)に詳しいので、これらを参考にしていただきたい。

(2) 変更の概要

本改良における変更点は、以下の4点である。

- 1. 熱帯における屈折角同化のグロスエラーチェック の閾値の見直し
- 2. 品質フラグの参照方法の変更
- 3. 利用高度の下限の設定
- 4. 掩蔽観測データ処理パッケージ ROPP²² (Culverwell et al. 2015) の更新

²² Radio Occultation Processing Package

表 3.1.2 全球解析で使用している掩蔽観測衛星と、そのデータの処理機関、2017 年 9 月現在。

多切处垤機関。2017 平 9 月奶生。		
衛星	データ処理機関	
COSMIC	米国大気研究大学連合 (UCAR:	
	University Corporation for Atmo-	
	spheric Research)	
Metop-A	欧州気象衛星開発機構	
Metop-B	(EUMETSAT: European Organi-	
	sation for the Exploitation of Me-	
	teorological Satellites)	
TerraSAR-X	ドイツ地球科学研究センター	
GRACE-A	(GFZ: GeoForschungsZentrum)	
GRACE-B		

1のグロスエラーチェックは、観測データを扱う上で 行う品質管理の一つで、第一推定値との差が設定した 閾値を超える値を持つ観測に対しては品質が悪いと判 断して棄却し、同化には利用しない。最近の調査の結 果から、変更前の屈折角同化では、観測値が第一推定 値からやや離れたプロファイルは、連続して棄却され ていることがわかった。このような棄却は、特に熱帯 の対流圏界面付近より上空の、気温が急変する高度で 多く見られた。屈折角のグロスエラーチェックの閾値は 全球一律で、観測誤差の1.5倍程度としていたが、他 の領域と比較して第一推定値の精度が十分でない熱帯 では変更前の閾値は厳しめであり、観測の持つ情報を 活かしきれていなかった可能性がある。このため、緯 度0度付近を中心に、グロスエラーチェックの閾値を 観測誤差の3倍程度に緩め、より多くの観測を同化に 利用することにした。これは、屈折角同化以前に行わ れていた屈折率同化における熱帯のグロスエラーチェッ クの閾値が、観測誤差の3倍程度であったことを参考 に設定した。 閾値は南緯 40 度から 北緯 40 度の間でゆ るやかに変化するようにした。

2の品質フラグとは、表 3.1.2で示した各衛星のデータ処理機関が付加する 16 項目の品質情報のことである。変更前は屈折角の品質情報のみを参照し、それが「異常」の場合は棄却していた。しかし、その他の品質情報も併せて調査すると、特に Metop 衛星については屈折角が「正常」という品質情報を持っていても、プロファイル全体の品質情報が「異常」とされている場合があり、このような場合については観測値と第一推定値の差 (FG departure: First Guess departure)の統計から、観測の精度がやや悪いことがわかった(図略)。このため、プロファイル全体の品質情報が「異常」とされる場合も併せて棄却することにした。

3 については、変更前は利用高度の下限は設定していなかったが、Metop 衛星の高度 8 kmより下層の観測にはバイアスがあり (von Engeln et al. 2009)、その他の衛星については Metop 衛星ほど顕著ではないもの

使用データ数の増加率(変更後のデータ数/変更前のデータ数)

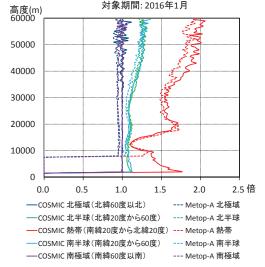


図 3.1.17 2016 年 1 月の 1 か月間を対象とした、変更後に おける変更前からの使用データ数の増加率。COSMIC 衛 星と Metop-A 衛星について 5 つの領域に分け、各高度で 集計してプロットした。

の、高度 2 km より下では同様のバイアスが見られることを確認したため、Metop 衛星は高度 8 km より下、その他の衛星については高度 2 km より下の観測は不使用とした。

4の ROPP は欧州の掩蔽観測データ処理機関 (ROM SAF: Radio Occultation Meteorology Satellite Application Facility) で開発されているソフトウェアである。掩蔽データの同化で必要な計算のソースコードがこれに含まれている。気象庁では全球解析において屈折率同化から屈折角同化へ移行した際に、ROPPバージョン 6を導入した。ROPPバージョン 8では屈折角、屈折率同化のための新しいソースコードが追加されたため、今回バージョン 8へのアップデートを行った。ただし屈折角同化のためのソースコードについては、バージョン 8で変更になったのは、第一推定値などの鉛直格子点値から観測点へ鉛直内挿する部分のみであり、バージョンアップによる結果への影響は、他の変更より小さい。

(3) 変更の効果

ここでは、(2) で記した変更の効果を確認するために実施した解析予報サイクル実験 ²³ の結果を紹介する。実験は 2015 年 6 月から 10 月のうちの 124 日間と、2015 年 11 月から 2016 年 3 月のうちの 123 日間を同化対象期間(以下、前者を夏期実験、後者を冬期実験)とし、どちらも変更の効果が定着した同化期間の 11 日目以降に、速報解析と予測を実施した。

²³ 解析予報サイクルの仕組みについては室井 (2012)を参照 のこと。

図3.1.17は、例として COSMIC 衛星と Metop-A 衛星について、変更前後の使用データ数の増加率を領域ごとに示したグラフである。変更後は利用高度の下限値の設定により、COSMIC 衛星は高度 2 kmより下、Metop-A 衛星は高度 8 kmより下の使用データ数がゼロになった。熱帯ではグロスエラーチェックの閾値の見直しにより、1.2から 2.0 倍程度にデータ数が増加した。熱帯の高度 12 km 付近は約 200 hPa に相当するが、FG departureの統計では標準偏差の小さい高度であり、他の高度と比較して第一推定値の精度が良いと推測される。このためこの高度では変更前の使用データ数が多く、増加率は小さい。

本変更では、グロスエラーチェックの閾値を 南緯 40 度から 北緯 40 度の間でゆるやかに変化するように設定したので、熱帯を除く 北半球と 南半球の使用データ数もやや増加した。また、COSMIC 衛星より Metop-A 衛星の増加率が小さいのは、品質フラグの参照方法の変更により Metop 衛星で棄却されるプロファイルが増えたことによるものである。

図 3.1.18 は、ラジオゾンデ観測の FG departure について、変更前後の標準偏差の変化率を示した図である。熱帯では使用データ数の増加により 観測情報が多く取り込まれるようになり、対流圏界面付近から上空で第一推定値の気温の鉛直構造が改善したことがわかる。気温の鉛直構造が改善することにより、風の鉛直構造も改善した。

図 3.1.19 は、2015 年 8 月を対象期間とした変更後の解析値と、その変更前との差を示した東西平均鉛直断面図である。気温、東西風ともに熱帯の成層圏を中心に変更後と変更前で差が見られる。

本変更で大きく変わったのは、熱帯の対流圏界面付近から上空であり、単発の解析による北半球や南半球の対流圏への影響は小さかった。しかし、日本付近の領域に対して行った 500 hPa 高度場の予測の検証結果では、予測時間が長くなるほど改善が大きくなる結果が得られた(図略)。これは、熱帯の対流圏界面から上空の解析場の改善が、解析予報サイクルを通じ、時間が1日、2日と経過した後の北半球や南半球の対流圏の予測へ影響を及ぼすものと推測している。また、夏期実験における台風進路予測の検証(対象は 2015 年の台風第8号から第 23 号まで)では、132 時間予測まで概ね変更後のほうが進路予測誤差が小さく、わずかに改善が見られた(図略)。これは、気温の解析場の改善により風の解析場も改善され、台風周辺の風の予測精度が向上したためと考えられる。

(4) まとめと今後の課題

全球解析における掩蔽データの利用手法を見直し、変更を行った。4つの変更点の中で結果に一番影響するものは、熱帯における屈折角同化のグロスエラーチェックの閾値の見直しである。これにより特に熱帯の対流

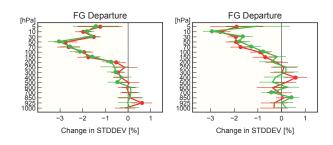
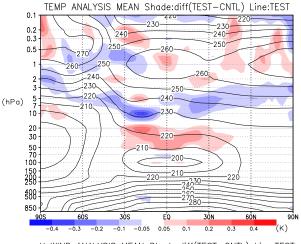


図 3.1.18 観測値と第一推定値の差 (FG departure) について、変更前後の標準偏差の変化率を示した図。観測は熱帯(南緯 20 度から北緯 20 度) におけるラジオゾンデの観測で、左図が気温、右図が東西風である。赤色が夏期実験、緑色が冬期実験である。変化率が負の場合は第一推定値の誤差の減少(改善)を示す。エラーバーは 95%信頼区間、丸印は統計的に有意な差であることを示す。



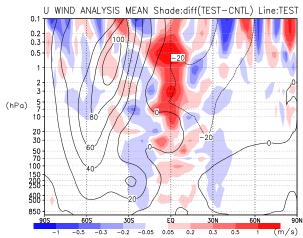


図 3.1.19 2015 年 8 月を対象期間とした解析値の東西平均 鉛直断面図。上図は気温、下図は東西風であり、着色は差 分(変更後 - 変更前)、コンターは変更後の気温の平均値 (上図)、東西風の平均値(下図)を示す。

圏界面付近より上の観測データが多く使われるようになり、その高度を中心に気温と風の解析値が改善された。今回の変更では利用高度の下限を設定し、精度が悪いとされる下層のデータの利用を廃止した。しかし2016年11月に実施されたEUMETSATの処理の変更後は、Metop衛星の下層の屈折角データの品質が改善していることを確認しているので、今後はこのデータの利用について検討する必要がある。対流圏の解析精度の向上のためには、リアルタイムデータのモニターの強化やデータ処理センターの変更情報に注意しつつ、利用可能なデータは積極的に利用していくべきである。掩蔽データの利用については今後も適宜見直しを行い、解析と予測の精度改善を図る必要がある。

参考文献

- 石橋俊之, 2011: 変分法バイアス補正. 数値予報課報告・ 別冊第57号, 気象庁予報部, 123-127.
- 江河拓夢, 2015: マイクロ波サウンダ. 数値予報課報告・ 別冊第 61 号, 気象庁予報部, 47-49.
- 江河拓夢, 計盛正博, 2009: マイクロ波放射計 SSMIS の利用. 平成 21 年度数値予報研修テキスト, 気象庁 予報部, 54-56.
- 太田行哉, 2015: 従来型観測データの利用の現状と課題. 数値予報課報告・別冊第61号, 気象庁予報部, 3-8.
- 大野木和敏, 1997: 台風ボーガス. 数値予報課報告・別冊第43号, 気象庁予報部, 52-61.
- 大和田浩美, 2015a: GNSS 掩蔽観測. 数值予報課報告· 別冊第 61 号, 気象庁予報部, 78-81.
- 大和田浩美, 2015b: メソ解析における GNSS 掩蔽観測 データの利用. 平成 27 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 60-63.
- 岡垣晶, 2010: 全球解析における台風ボーガスの改良. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 48-52.
- 岡垣晶, 2015: ハイパースペクトル赤外サウンダ. 数値 予報課報告・別冊第61号, 気象庁予報部, 43-46.
- 岡本幸三, 1999: サウンダ. 数値予報課報告・別冊第 45 号, 気象庁予報部, 44-72.
- 岡本幸三, 2007: ATOVS 直接同化. 数值予報課報告· 別冊第 53 号, 気象庁予報部, 58-70.
- 岡本幸三, 2011: ハイパースペクトル赤外サウンダ. 数 値予報課報告・別冊第57号, 気象庁予報部, 25-36.
- 小澤英司, 佐藤芳昭, 2007: GPS. 数値予報課報告・別冊第53号, 気象庁予報部, 133-139.
- 計盛正博, 2011: メソ解析における衛星観測輝度温度 データの同化. 平成 23 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 3-8.
- 計盛正博, 2015: マイクロ波イメージャ. 数値予報課報告・別冊第 61 号, 気象庁予報部, 50-54.
- 門脇隆志, 吉本浩一, 2012: 全球解析の高解像度化. 平成

- 24年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 87-91. 北川裕人, 2007: 変更の概要. 平成 19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-4.
- 小泉耕, 2003: メソ・領域解析の台風ボーガス. 平成 15 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 13-16.
- 高坂裕貴, 2015: 台風ボーガス作成手法の改良. 平成 27 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 50-53.
- 坂本雅巳, 2009: 従来型観測の品質管理に関するその他の開発. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 19-26.
- 佐藤芳昭, 2007: 変分法バイアス補正. 数値予報課報告・ 別冊第53号, 気象庁予報部, 171-175.
- 新堀敏基, 2005: 全球 4 次元変分法の台風ボーガス. 数値予報課報告・別冊第 51 号, 気象庁予報部, 106-110.
- 津田敏隆, 1998: GPSを用いた成層圏温度プロファイルの観測. 気象研究ノート, **192**, 159–178.
- 平原洋一, 2016: GNSS 掩蔽観測データのメソ解析での 利用開始. 平成 28 年度数値予報研修テキスト, 気象 庁予報部, 53-55.
- 増田一彦, 2007: AIRS チャンネル選択. 数値予報課報告・別冊第53号, 気象庁予報部, 85-88.
- 室井ちあし, 2012: 解析予報サイクル、サイクル解析と 速報解析. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象 庁予報部, 4-5.
- 室井ちあし, 佐藤芳昭, 2012: データ同化概要. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 18.
- 米原仁, 2016: 全球数値予報システムの物理過程改良の 概要. 平成 28 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予 報部, 1-3.
- Antonia, G. and C. Barnet, 2011: Methodology and Information Content of the NOAA/NESDIS Operational Channel Selection for the Cross-Track Infrared Sounder (CrIS). NOAA Technical Report NESDIS, 133, 17–26.
- Bormann, N., M. Bonavita, R. Dragani, R. Eresmaa, M. Matricardi, and A. McNally, 2016: Enhancing the impact of IASI observations through an updated observation-error covariance matrix. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **142**, 1767–1780.
- Culverwell, I. D., H. W. Lewis, D. Offiler, C. Marquardt, and C. P. Burrows, 2015: The Radio Occultation Processing Package, ROPP. Atmos. Meas. Tech., 8, 1887–1899.
- Desroziers, G., L. Berre, B. Chapnik, and P. Poli, 2005: Diagnosis of observation, background and analysis-error statistics in observation space. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 3385–3396.
- Desroziers, G. and S. Ivanov, 2001: Diagnosis and adaptive tuning of observation-error parameters in a variational assimilation. *Quart. J. Roy. Meteor.*

- Soc., 127, 1433-1452.
- Eyre, J. R. and W. P. Menzel, 1989: Retrieval of Cloud Parameters from Satellite Sounder Data: A Simulation Study. J. Appl. Meteor. Climat., 28, 267–275.
- Inoue, T., 1985: On the Temperature and Effective Emissivity Determination of Semi-Transparent Cirrus Clouds by Bi-Spectral Measurements in the 10 µm Window Region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 88–99.
- Kursinski, E. R., G. A. Haji, J. T. Schofield, R. P. Linfield, and K. R. Hardy, 1997: Observing Earth's atmosphere with radio occultation measurements using the Global Positioning System. J. Geophys. Res., 102, 23429–23465.
- McNally, A. P., 2009: The direct assimilation of cloud-affected satellite infrared radiances in the ECMWF 4D-Var. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 135, 1214–1229.
- Murakami, Y. and M. Kazumori, 2017: Assimilation of SSMIS humidity sounding channels into JMA's global NWP system. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*
- von Engeln, A., S. Healy, C. Marquardt, Y. Andres, and F. Sancho, 2009: Validation of operational GRAS Radio Occultation Data. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L17 809, DOI:10.1029/2009GL039 968.

3.2 局地数値予報システムにおける新規観測データの利用開始及び同化手法の高度化¹

3.2.1 はじめに

2017年1月26日03UTCから、局地モデル(LFM)の初期値を作成する局地解析に変分法バイアス補正を導入し、晴天域の衛星輝度温度・衛星土壌水分の同化を開始した(Ikuta 2017)。本節ではこの変更の概要と予測へのインパクトを紹介する。

3.2.2 変分法バイアス補正

変分法バイアス補正は、変分法データ同化を行いつつ観測のバイアスを逐次補正する手法である。Derber and Wu (1998)によって米国環境予測センター (NCEP)で実用化され現在では多くの現業数値予報センターで採用されている。この変分法バイアス補正は、2006年に気象庁の全球解析に導入され (佐藤 2007)、その後の改良 (石橋 2008)を経て、現在では衛星輝度温度同化に欠かすことのできない技術となっている。

今回、局地解析で新たに衛星輝度温度を同化するにあたり、適切にバイアスを補正するため変分法バイアス補正を局地解析に導入した。変分法バイアス補正の理論的な詳細は、佐藤 (2007)、石橋 (2011)を参考にしていただきたい。

3.2.3 晴天域の衛星輝度温度同化

(1) 概要

局地解析で利用を開始した衛星観測は、静止気象衛星「ひまわり8号」に搭載されている可視赤外放射計AHI、国立研究開発法人宇宙航空研究開発機構(JAXA)が打ち上げた水循環変動観測衛星「しずく」(GCOM-W)に搭載されている高性能マイクロ波放射計AMSR2、JAXAと米国航空宇宙局(NASA)が共同で打ち上げた全球降水観測計画(GPM)主衛星に搭載されているマイクロ波放射計GMI、欧州の現業極軌道衛星Metopや米国の現業極軌道衛星NOAAに搭載されているマイクロ波気温サウンダAMSU-A及びマイクロ波水蒸気サウンダMHS、米国の地球観測衛星Aquaに搭載されているAMSU-A並びに米空軍の軍事気象衛星DMSPに搭載されているマイクロ波放射計SSMISにより観測されたものである。

図 3.2.1 は各衛星に搭載されたセンサーのチャンネル毎の輝度温度観測と第一推定値からシミュレートした計算輝度温度の差の期間平均を示したものである。NVBC はバイアス補正を行わない場合、GVBC は全球解析のバイアス補正係数を用いてバイアス補正を行った場合、LVBC は局地解析で変分法バイアス補正を行った場合の観測輝度温度と計算輝度温度の差を表す。ただし、いずれの場合もスキャンバイアス補正(岡本 2007)は行っている。統計期間は、後述する性能評価試験の

実験期間である夏期間と冬期間の二つの期間を設定した。夏期間は、2015年7月19日から7月26日、8月3日から8月04日、8月31日から9月10日までである。また、冬期間は、2016年1月15日から1月29日、2月10日から2月17日までである。

まず、NVBCに着目するとマイクロ波イメージャに大きなバイアスがある。GVBCではこれらのマイクロ波イメージャのバイアスを補正しきれてはいない。該当する AMSR2の観測と第一推定値の標準偏差が約1~2 Kであることを踏まえると、GVBCの補正では不十分であると理解できるだろう。また、水蒸気に感度のある MHSに対しては、チャンネル4,5 (157 GHz,183 GHz 付近)では補正するどころか補正無しの場合と逆符号の正バイアスを与えてしまっている。これらと比較して、LVBC は非常にバイアスが小さく、適切にバイアスが補正されていることが分かる。こうしたバイアスが補正されていることが分かる。こうしたバイアスが補正されていることが分かる。こうしたバイアスがでは適切に補正されている。

(2) 予測精度への影響と考察

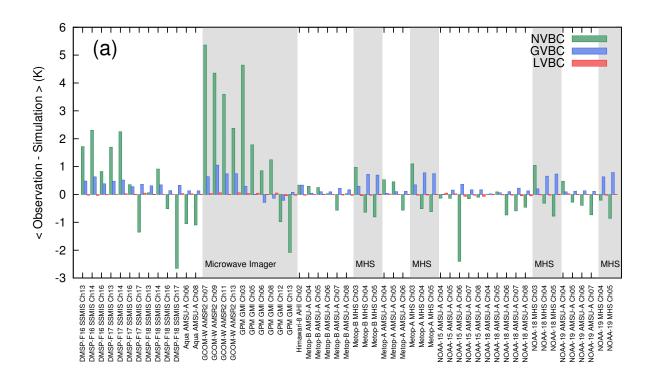
衛星輝度温度同化による予測精度の変化を調べるため観測インパクト実験を行った。実験における相対湿度プロファイルの対国内ゾンデ検証結果を図3.2.2と図3.2.3に示す。検証結果は、輝度温度を同化することで相対湿度の鉛直プロファイルの予測精度が改善したことを示している。降水予測精度は、夏期間では改善に統計的有意性はなく、冬期間では改善が統計的に有意であった(図略)。この水蒸気のプロファイルの改善は湿潤バイアスを軽減する、つまり大気を乾燥させるものである。これは局地解析に導入した変分法バイアス補正が機能していることが大きな要因である。

今回、局地解析では変分法バイアス補正を導入した 事で適切に衛星輝度温度を同化することが可能となっ た。変分法バイアス補正は、観測の設定の変更、測器 の劣化、モデルの変更など誤差原因の変化に追従しバ イアスを動的に補正し続ける。こうして定常的に適切 なバイアス補正された観測は精度を維持しつつ現業的 にデータ同化を行う上で非常に重要である。

一方、図 3.2.1 において全球解析の補正係数を利用した場合、対流圏の水蒸気に感度のある測器、例えば AMSR2 や MHS に正のバイアスが残ることを示したが、データ同化に利用する、これら AMSR2 や MHS の計算輝度温度のバイアスは、モデルの対流圏の水蒸気バイアスと比例関係にある。つまり、正のバイアスを持った衛星輝度温度の同化は、湿潤バイアスの原因となる。メソ解析では全球解析の補正係数を利用しているため水蒸気に感度のある測器の輝度温度に正バイアスがあり、その輝度温度の同化が対流圏の湿潤バイアスの一因となっていることに注意していただきたい。

82

¹ 幾田 泰酵



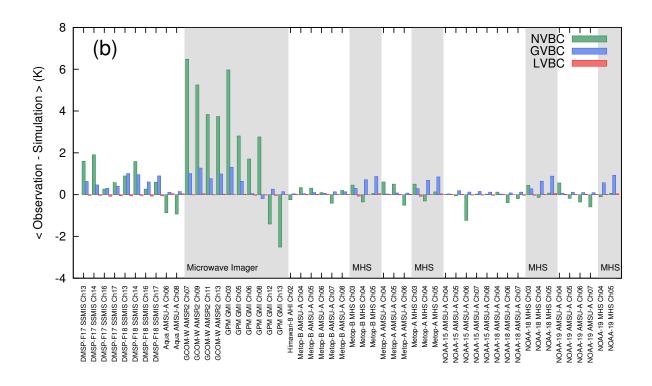


図 3.2.1 観測輝度温度と第一推定値の計算輝度温度の差。横軸は衛星・センサー・チャンネルを表し、縦軸は観測輝度温度と第一推定値の計算輝度温度の差の期間平均を表す。緑は NVBC、青は GVBC、赤は LVBC である。(a) に夏期間、(b) に冬期間の統計結果を示す。

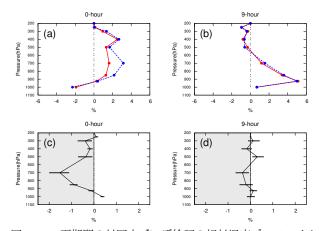


図 3.2.2 夏期間の対国内ゾンデ検証の相対湿度プロファイルの平均誤差。(a)と(b)の青破線は輝度温度無し、赤実線は輝度温度有りを表す。(c)と(d)の黒実線は輝度温度有りと輝度温度無しの差を表す。(a)と(c)は初期時刻、(b)と(d)は予報時間9時間の検証結果である。また、(c)と(d)のエラーバーは95%信頼区間を表す。

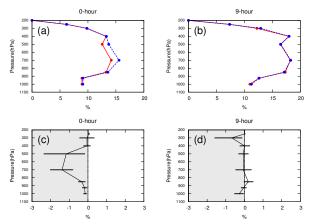


図 3.2.3 夏期間の対国内ゾンデ検証の相対湿度プロファイルの二乗平均平方根誤差。その他は図 3.2.2 と同じ。

現在、メソ解析に同様の変分法バイアス補正を導入すべく開発を進めている。メソ解析で変分法バイアス補正が機能すれば、メソ解析でも衛星輝度温度をより精度良く同化することが可能となる。その結果、局地解析の第一推定値や境界値のバイアスが軽減し、LFMの更なる予測精度向上が期待される。

3.2.4 土壌水分量同化

(1) 概要

LFM は地中温度と土壌体積含水率を予報変数として持ち、そして局地解析もまた地中温度と土壌体積含水率を解析変数として持つ(幾田 2014)。そのため地中温度や土壌水分量などの地中の観測を要素変換することなく直接同化することができる。しかし、地中の直接観測は定常的且つ広範には実施されていないため、同化できる期間や場所は非常に限定される。一方、衛星観測に着目すると様々な衛星には土壌水分に関するプ

ロダクト(土壌水分量プロダクト)があり、定常的且 つ広範に同化利用できる²。

マイクロ波散乱計による観測から推定された土壌水 分量は、英国気象局等の欧州の気象機関で既に現業利 用されている (Dharssi et al. 2010)。その手法は、事前 に土壌水分量プロダクトを同化に適した擬似観測デー タに変換し同化する手法である。具体的に、変換には 土壌水分量プロダクト値とモデルの土壌体積含水率を 用いる。それらの値を用いて、同化する擬似観測の事 前確率密度分布を正規分布型に変形する変換係数を統 計的に求める。その変換係数を用いて土壌水分量プロ ダクト 値から 擬似観測データを作成する。このような 手法は累積分布関数 (CDF) マッチングと呼ばれる。詳 細は Dharssi et al. (2010) を参考にしていただきたい。 なお、この CDF マッチングは、静的な補正方法で あるため、測器の劣化などによる経年変化に追随でき ない。そこで、局地解析では CDF マッチングに変分 法バイアス補正を併用しバイアスを逐次補正しつつ同

今回、局地解析に導入したデータは、「しずく」衛星に 搭載されているマイクロ波放射計 AMSR2 及び Metop に搭載されているマイクロ波散乱計 ASCAT の土壌水 分量プロダクト (Koike 2013: Bartalis et al. 2008) で ある。特に、マイクロ波放射計の観測は帯域によって は地表面からの長波放射の情報を持っている。そのた め原理的には輝度温度の同化によって陸面の状態の修 正は可能である。しかしそれを現業局地数値予報シス テムで実現するためには、モデルの地表面射出率の再 現性や陸面の計算輝度温度の計算精度、さらに陸面同 化技術の高度化が必要であり、いずれも実用段階に無 いというのが現状である。同様にマイクロ波散乱計に ついても地表面における散乱断面積を直接同化するこ とは現状技術的に困難である。そこで、まず高次プロ ダクトとして検証を経て一定の精度を持つ土壌水分量 プロダクトを同化することを陸面同化の第一歩として 本開発を行った。同化対象領域は日本の陸域に限定し、 同化に利用したデータは、森林、海、湖沼、都市域、 積雪域、降水域を除いたものである。ここで、土地利 用状況は国土数値情報を基に判別し、積雪域は積雪解 析、降水域は解析雨量の1時間積算降水量の有無を基 に判断している。これらの条件の選択は、プロダクト 自体の特性や第一推定値との乖離が大きいことを根拠 とした。

(2) 予測精度への影響と考察

化している。

土壌水分量の同化による予測精度への影響を調査するため観測インパクト実験を行った。その結果、地上 気温予測の改善を確認した。土壌水分量を同化した実 験を TEST、同化していない実験を CNTLと呼ぶ。図

² https://www.wmo-sat.info/oscar/gapanalyses/
?variable=149

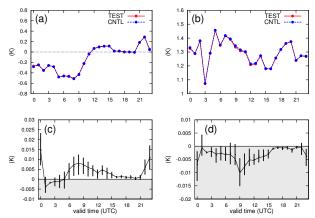


図 3.2.4 夏期間における全初期時刻からの地上気温予測の対アメダス検証における (a) 平均誤差、(b) 二乗平均平方根誤差、(c) 平均誤差の TEST-CNTL、(d) 二乗平均平方根誤差の TEST-CNTL。横軸は予報対象時刻。(c) と (d) のエラーバーは 95%信頼区間を表す。

3.2.4にアメダス観測地点における地上気温予測の検証結果を示す。TESTでは主に日中の負バイアスが改善していることが分かる。土壌水分量の初期値の修正がなぜ地上気温予測に効果をもたらすかは、幾田 (2015)で示したとおり、土壌体積含水率が修正されることで地表面フラックスを介して地上気温予測が修正されるためである。

今回の衛星土壌水分量同化の誤差の変化が相対的に 小さい理由は以下の通りである。まず現状の陸面モデ ルでは、土壌水分量の初期値の変化がもたらす地上気温 予測値の変化の値が小さいことが挙げられる。国際モデ ル比較プロジェクトのテストケース GABLS3³ で初期 値の土壌体積含水率の地上気温予測への応答を調査す ると、土壌体積含水率の初期値 (=5%) の 10%(=0.5%) を初期摂動として初期値に与え、局地解析内の予報モ デルの時間積分間隔と同じ3時間だけ時間積分を行っ た場合、気温の変化分は約 -0.05 Kとなる。第一推定 値を用いた統計調査の結果によると、土壌水分量の標 準偏差は約3%であることから、土壌水分量同化がも たらす地上気温予測の平均誤差の変化量としては、図 3.2.4で示したオーダーとなる。また厳しい品質管理条 件を設定しているため品質管理を通過し同化される観 測データが少ないことが挙げられる。輝度温度の観測 数が数千であるのに対して土壌水分量の観測数は 200 程度である。さらに、局地解析は第一推定値としてメ ソモデルの予測値を利用しておりデータ同化の効果を 次の初期時刻に引き継がない。特に土壌水分量同化に よる改善は次の解析に引き継ぐことで予測に継続的な 改善をもたらすことが期待されるが、現在は初期値毎 にリセットされている。つまり、現状では衛星土壌水 分量が同化された初期時刻の予測にのみ効果がある。

なお、メソ解析でも土壌水分量同化の導入に向けて

開発を進めている。現在のメソ解析では土壌体積含水率は気候値を初期値としているため、現実の陸面の情報は反映されていない。メソ解析で土壌水分量の同化が開始できれば、MSMの地上予測の精度向上が期待できる。さらに MSM は局地解析の第一推定値としても利用されるため LFM の精度向上も期待される。

参考文献

幾田泰酵, 2014: asuca 変分法データ同化システム. 数値予報課報告・別冊第60号, 気象庁予報部, 91-97.

幾田泰酵, 2015: 局地解析の更新と改良. 平成 27 度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 2-8.

石橋俊之, 2008: 変分法バイアス補正の性質. 2008 年度 日本気象学会秋季大会公演予稿集, **268**, D101.

石橋俊之, 2011: 変分法バイアス補正. 数値予報課報告・ 別冊第57号, 気象庁予報部, 123-127.

岡本幸三, 2007: ATOVS 直接同化. 数值予報課報告· 別冊第 53 号, 気象庁予報部, 58-70.

佐藤芳昭, 2007: 変分法バイアス補正. 数値予報課報告・ 別冊第53号, 気象庁予報部, 171-175.

Bartalis, Z., V. Naeimi, S. Hasenauer, and W. Wagner, 2008: SCAT Soil Moisture Product Handbook. ASCAT Soil Moisture Report Series, No. 15, Institute of Photogrammetry and Remote Sensing. Vienna University of Technology, Austria.

Derber, J. C. and W.-S. Wu, 1998: The use of TOVS cloud-cleared radiances in the NCEP SSI analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2287–2299.

Dharssi, I., K. Bovis, B. Macpherson, and C. Jones, 2010: Assimilation of ASCAT surface soil wetness. Forecasting R and D Technical Report No. 548, Met Office, Exeter, UK.

Ikuta, Y., 2017: Assimilation of Satellite Soil Moisture Contents and Clear-sky Radiance in Operational Local NWP System at JMA. JpGU-AGU Joint Meeting 2017.

Koike, T., 2013: Description of the GCOM-W1 AMSR2 Soil Moisture Algorithm. Descriptions of GCOM-W1 AMSR2 Level 1R and Level 2 Algorithms. JAXA/EORC, 8–1–8–13.

³ http://www.knmi.nl/samenw/gabls/

第4章 ガイダンスの改良

4.1 降水ガイダンスの改良1

4.1.1 はじめに

降水ガイダンス(平均降水量、降水確率、最大降水量)は、天気予報から防災気象情報まで幅広く使われるガイダンスであり、予報業務の基礎資料として非常に重要な役割を担っている。現在の降水ガイダンスは、2010年5月に行われた予報作業支援システムの更新に合わせて変更されたもの(小泉 2009; 小泉・蟻坂 2010)をベースとしており、24時間最大降水量ガイダンスの予測手法変更(蟻坂 2013)や、数値予報モデルの改良を受けた予測式の最適化(後藤 2016)を除いては、大きな変更は行われずに運用されている。

このような状況の下、降水ガイダンスの抱えるいくつかの課題が明らかになっている。例えば、平均降水量ガイダンスは予測が大きく外れた際にカルマンフィルタ(以下、KF)による過剰な学習が行われる場合があり、その後の降水予測に悪影響を与えることが分かってきた。また統計検証からは、平均降水量ガイダンスの予測頻度が適切な頻度よりもやや高いことも分かっている。降水確率ガイダンスについては、学習に用いる観測データの取扱いを変更することで、低確率の予測頻度が適切な頻度よりやや高いという傾向を改善できることが調査により分かってきた。今般、これらの課題に対応するため、平均降水量及び降水確率ガイダンスの改良を行い、2017年6月8日00UTC初期値から数値予報ルーチンに導入した。

本節では、まず第 4.1.2 項で、平均降水量ガイダンスと降水確率ガイダンスの作成手法の概要を説明する。次に第 4.1.3 項と第 4.1.4 項で、両ガイダンスが抱えていた課題とその解決のために行った変更を説明する。さらに第 4.1.5 項と第 4.1.6 項で、統計的な検証結果と大雨事例を示すことで新ガイダンスの予測精度と特性について解説し、最後に第 4.1.7 項で本改良のまとめと利用上の留意点について示す。なお、本節では改良した降水ガイダンスを新ガイダンスまたは新(要素名)、改良前のガイダンスを旧ガイダンスまたは旧(要素名)と呼び、さらにモデルを区別する場合には GSM-新 (要素名) や MSM-新 (要素名) のように表記する。

4.1.2 降水ガイダンスの作成手法

改良点の説明に入る前に、まず現在の平均降水量ガイダンス(以下、MRR)と降水確率ガイダンス(以下、PoP)の作成手法の概略を説明する。なお、作成手法の詳細は安藤(2007)や小泉・蟻坂(2010)を参照していただきたい。

MRRと PoP の作成では、まず KF で逐次更新した 予測式を用いて降水量や降水確率を予測する。予測に

______ ¹ 白山 洋平 は、数値予報モデルが予測した降水量や上空の風、およびモデルの気温や水蒸気量予測から求めた大気安定度などを説明変数に用いる(付録 A.2.1)。また、予測式の逐次更新は、24時間や48時間前の初期時刻のMRRやPoPをこれらに対応する観測値と比較し、その誤差が小さくなるように行う。

MRRでは、さらに頻度バイアス補正(以下、FBC) を用いて KF で逐次更新した予測式による降水量予測 (以下では、FBCによる補正を行う前のMRRをMRR (FBC前)と記述する)を補正する。これは、KFをは じめとした統計的な手法を用いて作成した予測式は相 対的に発生頻度の高い現象に最適化されやすく、大雨 ほど予測頻度は実況の発生頻度に比べると低くなるた め、このままでは防災気象情報の発表を支援するのに は適さないからである。そこで、MRRでは観測と予測 の頻度分布が同じになるように予測の補正を行う FBC も併用し、発生頻度の少ない大雨の捕捉率を向上させ ている。FBCでは、観測と予測の各々に閾値を設定し て幾つかのカテゴリーに分け、対応するカテゴリー同 士の発生頻度が等しくなるように(バイアススコアが 1になるように)両者の閾値を対応させ(観測側は固 定)、その対応に沿って予測値を補正する(松下 2012)。 予測側の閾値は KFと同様に逐次更新を行う。予測と 対応する観測が異なるカテゴリーに入った場合に更新 し、予測が観測より下のカテゴリーに入った場合には 閾値を下げて補正量を多くし、逆に上のカテゴリーに 入った場合には閾値を上げて補正量を少なくする (小 泉・蟻坂 2010)。これら逐次更新には、観測値として 解析雨量とアメダスから作成した降水量を、予測値に は MRR(FBC 前) を用いる。

4.1.3 平均降水量ガイダンスの改良点

本改良では、平均降水量ガイダンスが抱えていた課題 に対して、大きく分けて以下の4つの改良を実施した。

(1) KF の係数更新方法の変更

旧 MRR では、ガイダンスが大雨を予測できなかった場合に係数更新によって予測式の係数が大きく変動し、その後、過剰な降水予測が継続する場合があった。今回、KF の係数更新の仕組みを見直すことで大外し時の係数の大きな変動を抑制し、過剰な降水予測を生じにくくした。

図 4.1.1 は、2013 年 10 月に伊豆大島に記録的な大雨をもたらした台風第 26 号 (T1326) 事例と、そのおよそ 10 日後の台風第 27 号 (T1327) 事例における、GSM-旧 MRR(FBC前)の予測図と対応する実況図である。 T1326 事例では、旧 MRR は大島から 房総半島にかけて十分な降水を予測できず大外しであったが、このときの予測誤差があまりに大きかったために、この実況

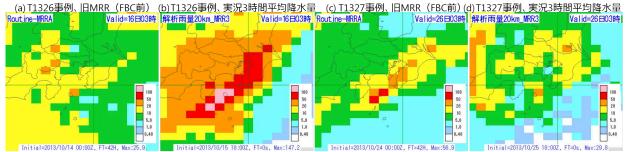


図 4.1.1 (a) 及び (c) は、T1326 事例と T1327 事例における GSM-旧 MRR(FBC 前)、(b) 及び (d) は対応する実況の前 3 時間平均降水量。

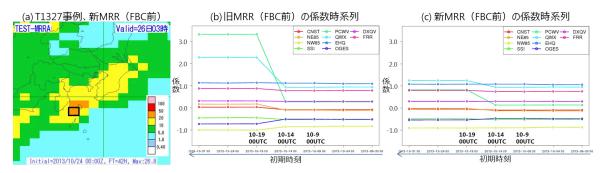


図 4.1.2 (a) は T1327 事例における GSM-新 MRR(FBC 前) の予測、(b) 及び (c) は伊豆大島の南西側格子((a) の黒枠格子) での旧及び新 MRR(FBC 前) の係数時系列図で、線の色は予測式の各係数を表す(CNST は定数項、その他は説明変数の略称で、詳細は付録 A.2.1 を参照)。また、図は右から左に向かって初期時刻が新しくなっている。

の降水を再現するような過剰な学習(以下、過学習)が行われてしまった。この結果、数値予報モデルが大島付近に降水を予測する度に、旧MRRはモデルの降水量を過剰に補正し、T1326事例の降水域を再現するような予測を続けるようになってしまった²。

第 4.1.2 項で述べたように、MRR では KF で予測 係数を更新するが、この係数の変更具合を決めるパラ メータとして、予測の誤差に相当する誤差分散も同時 に更新している。予測の誤差が大きい場合には誤差分 散を大きいままにしておくことで係数の変動を小さく し、反対に誤差が小さい場合には誤差分散を小さくして いくことで係数の変動を大きくする。このように、KF では日々の係数の変更具合を調整している。旧 MRR では、この誤差分散の更新を係数の更新後に行ってお り、予測が大きく外れた、つまり今回は予測誤差が大 きかった、という係数更新時には既知である情報を誤 差分散に取り込んでいなかった。そこで今回、この誤 差分散の更新を GSM, MSM ガイダンスともに係数の 更新前に行うよう変更した。この変更により、予測の 大外れ時に前もって誤差分散を大きくすることで過学 習を抑制できるようになり、図 4.1.2(b) 及び (c) に示 すように、過剰な予測が生じるようになった原因であ る大きな係数の変動が抑制され、旧 MRR の T1327 事 例に見られたような不自然な降水予測は新 MRR では

見られなくなった(図4.1.2(a))。このように新ガイダンスでは、予測係数と誤差分散の更新順序を入れ替えることで、これまでよりも不自然な予測が生じにくくなり、日々の係数更新がより安定したものになった。

(2) GSM-MRR の FBC に冬から春用の層別化を導入

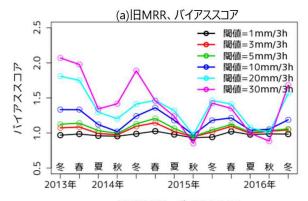
GSM-旧 MRR では、これまでの統計検証によって 冬から春にかけて予測頻度が過剰になる傾向があることが分かっていた。これは、実況の降水頻度が季節変化 することや、旧 MRR(FBC前)が夏季の大雨を十分 に予測できないために降水予測を上方修正する FBCの 特性が、逐次更新では調整しきれずに冬から翌春まで 残ってしまうことが原因と考えられた。そこで、GSM-新 MRR では冬から春用の層別化 (松下 2012)を新たに導入し、季節毎の実況の降水頻度に応じた補正ができるようにすることで、予測頻度が過剰になる傾向を 軽減した 3 。

図4.1.3は、GSMの旧及び新MRRの全国を検証対象としたバイアススコア(以下、BI)の季節変化を表している。旧MRRでは、毎年冬から春にかけて10 mm/3h以上の閾値でBIが高く、予測頻度が過剰となる傾向が見られたが、FBCの層別化を追加した新MRRは、この過剰傾向が大きく軽減された。

図 4.1.4 は、2015 年 3 月 3 日 18JST を対象とした寒

² 伊豆大島付近で不自然な降水予測が続いたため、この予測の原因となった T1326 事例の学習を除いて作成した係数に置き換える数値予報ルーチン変更が 2015 年 9 月 24 日に行われた。

 $^{^3}$ 冬から春用の閾値には、「 1.0, 3.0, 50.0, 80.0 mm/3h」の 4 個を設定し、11 月から翌年の 4 月にかけて使用する。層別 化の切り替え時期には、2 通りの閾値で求めた予測をマージして、ガイダンスが急変しないようにしている。



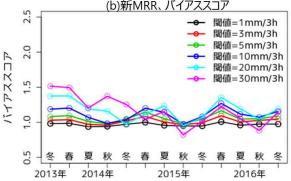


図 4.1.3 (a), (b) は GSM の旧及び新 MRR のバイアススコアの季節変化。春(3~5月)、夏(6~8月)、秋(9~11月)、冬(12月~翌年2月)の3か月毎に検証しており、線の色は3時間降水量の閾値を表す。

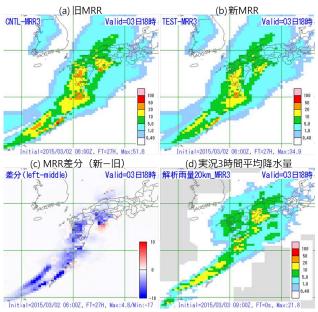


図 4.1.4 2015 年 3 月 3 日 18JST の GSM の旧及び新 MRR の予測(3月2日 06UTC 初期値の FT=27)。(a) は旧 MRR、(b) は新 MRR、(c) は MRR の差分(新-旧)、(d) は実況平均降水量。

冷前線を伴う低気圧通過時の降水予測の例である。旧 MRR では前線の降水域に実況より多く 20 mm/3h 以上の降水が予測されているが、新 MRR は予測を減らし実況により近くなっている。図は省略したが、MRR (FBC前)では旧及び新ガイダンス間に目立った予測

の差はなく、この降水予測の改善は冬から春用の層別 化導入による効果と言える。

なお、本改良は MSM-新 MRR には導入しない。その理由は、MSM-旧 MRR の BI には GSM-旧 MRR に見られたような大きな季節変化がないためである。その理由は、MSM は夏季の大雨を比較的実況に近い頻度で予測できるため、GSM ほどモデルの降水予測を上方修正する必要はなく、MSM-MRR の FBC が降水頻度の季節変化の影響を受けにくいためと考えている。

(3) FBC のその他の変更

図 4.1.5 に MSM-MRR の全国を検証対象とした BI を示す。検証期間は、2016年の1年間である。旧 MRR の BI に注目すると、(i) 降水量 80 mm/3h を境に大きく予測頻度が変化する、(ii) 降水量 80 mm/3h 以下のほとんどの閾値で予測頻度が過大になる、といった特徴が見られ、降水量閾値毎の予測頻度は適切とは言い難い(図 4.1.5 の緑線)。これらの課題を改善するために、次の 3 点を変更した。

FBC に新たな閾値を追加

旧 MRR では、FBCを行う区間の観測の閾値として「0.5, 1.0, 5.0, 10, 20, 30, 50, 80 mm/3h」の 8 個を使用していた。新 MRR では大雨の予測頻度をより実況頻度に近く補正できるように、9 個目の閾値として120 mm/3hを追加した 4 。また、大雨ほど閾値は更新頻度が少なく逐次更新だけでは適切な閾値へ調整しきれない。そこで、この 120 mm/3h の予測の閾値の初期設定値には、複数の候補の中から、より適切な頻度で大雨を予測できる値を採用した。

FBC を行う上限値を修正

FBCでは、発生頻度が極めて少ない大雨に対しては適切な補正ができないことから、あらかじめ FBCを行う上限値を設けており、この上限値より MRR(FBC前)が大きい場合には補正しない、という仕組みになっている。しかし、旧 MRRでは、この FBCを行う上限値と設定した FBC の観測の閾値の最大値が、80 mm/3h の同値となっていたため大雨時に適切なFBCが行われていなかった 5 。新 MRRでは、前述のFBCの 120 mm/3h の閾値追加に合わせて、この上限値を 150 mm/3h に修正することで、大雨について適切な FBC が行われるように修正した。

 $^{^4}$ GSM-MRR には冬から春用の層別化を導入したので、この 120 mm/3h の閾値追加は GSM-MRR の夏から秋と MSM-MRR が対象となる。

 $^{^5}$ 旧 MRR のように、閾値の最大値が 80 mm/3h でこれに対応する予測の閾値が 60 mm/3h、FBC を行う上限値が 80 mm/3h の場合を考える。このとき、MRR(FBC前) が 60 \sim 80 mm/3h はすべて 80 mm/3h に補正され、MRR(FBC前) が 80 mm/3h より 大きい場合には、FBC による補正が行われず MRR(FBC前) がそのまま予測値になる。このような補正が行われるため、80 mm/3h 前後の予測頻度が適切ではなくなってしまう。

FBC 閾値の変更幅に非対称性を導入

第4.1.2項で述べた通り、MRRではFBCの閾値も逐次更新している。この更新に用いる予測と観測のデータを調べたところ、予測が観測より上のカテゴリーに入る回数より下のカテゴリーに入る回数の方が多いことが分かった6。つまり、予測値を大きくする更新回数の方が小さくする更新回数より多くなることになる。これが、(ii)降水量80 mm/3h以下のほとんどの閾値で予測頻度が過大になる原因の1つと考えた。そこで、FBCの閾値更新のロジックを見直して、より予測頻度を適切に補正できるように愛更した。具体的には、予測値を大きくするように閾値を小さくする時のみ、その閾値の変更幅を小さくして予測値が大きくなりすぎないように調整するための新たなチューニングパラメータを導入し(非対称性の導入)、GSM、MSM それぞれのモデルの降水予測特性に応じた値を設定した。

以上の 3 点の変更を GSM, MSM-MRR について行った。特に MSM-MRR では、図 4.1.5 の赤線に示すように、(i) 降水量 80 mm/3h を境に大きく予測頻度が変化する、(ii) 降水量 80 mm/3h 以下のほとんどの閾値で予測頻度が過大になる、といった課題を大きく改善することができた 7 。

(4) その他

MSM-MRR の予報時間層別化の追加

MSM は 2013 年 5 月に予報時間が 39 時間に延長され (越智・石井 2013)、MSM ガイダンスも同年 8 月から 39 時間に延長されている。しかし、MSM-MRR ではこの予報時間延長部分について、予測係数や FBC 閾値の層別化を追加していなかったため 8 、本改良に合わせてこれを追加した。

GSM-MRR の説明変数 PCWV の変換方法を変更

MRRで用いる説明変数の1つである PCWV は、可降水量と 850 hPa 風速と 850 hPa 鉛直速度の3つを乗じた説明変数であるため、台風や熱帯低気圧などの中心付近で極端に大きな値を持つ場合がある。台風接近時などに、この PCWV が原因で MRR や MRR を入力とする最大降水量ガイダンスに過大な降水量が予測される場合が確認されたため、PCWV に上限値を設定する変更が 2015 年 9 月 24 日に行われた 9。しかし、この当時の変更は上限値を設定するだけの簡易な対処

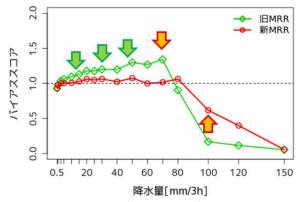


図 4.1.5 MSM の旧及び新 MRR のバイアススコア。FBC の閾値の追加及び上限値の修正は80 mm/3hを境に大きく予測頻度が変化する点を緩和する効果が(赤矢印)、FBC の閾値更新への非対称性の導入は予測頻度全体の適正化に効果がある(緑矢印)。

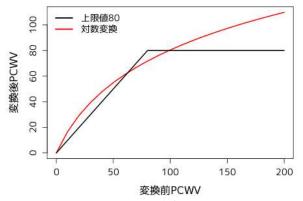


図 4.1.6 説明変数 PCWV の変換方法の違い。黒線は旧 MRR の上限値を設定する場合、赤線は新 MRR の対数変換の場合を表す。

であったため、新 MRR では PCWV を対数変換することで滑らかに一定の値に漸近させるように変更した(図 4.1.6)。また漸近させる値も、大雨の予測頻度との関係を調査した上で、上限値の設定時よりは大きな値に設定した。なお、MSM-MRRでは GSM-MRR に問題が現れた事例でも過大な予測にはなっておらず、また PCWV が大きな値であっても MRR の予測が過大にならないことを確認しているため、上限値の設定が行われていない。この点は現在も変わっておらず、本改良でも MSM-MRR の PCWV については変更を行わないこととした。

図 4.1.7 は、GSM ガイダンスで過大な降水量予測になった 2014 年台風第 19 号 (T1419) 事例での、上段が 2015 年 9 月に上限値の設定が行われる前の MRR (PCWV 変換なし)と旧及び新 MRR と実況の 3 時間 平均降水量、下段が上段の MRR を入力にして作成される 3 時間最大降水量(以下、RMAX33)と実況の 3 時間最大降水量である。これらの予測図から、PCWV の変換方法を上限値設定から対数変換に変更しても引き続き、MRR の予測を抑制できていること、また、この

⁶ 予測と観測のデータの頻度分布を調べたところ、弱い降水ほど観測より予測の方が発生頻度が高いケースが多かった。7 GSM-MRR の検証結果は図 4.1.8 に示している。GSM-MRR の場合は、FBC の冬から春用の層別化導入などの効果も含まれるため、これらと分けて評価することは難しいが、全体として予測頻度は BI=1を少し割り込むようになったものの予測精度は改善し、80 mm/3hを境に予測頻度が大きく変化する傾向は緩和されている。

⁸ 予報時間延長部分のガイダンス計算には、最後の予報時間 の係数や FBC 閾値を準用していた。

⁹ T1326 事例の学習を除いて作成した係数に置き換える変更と同時に変更している。

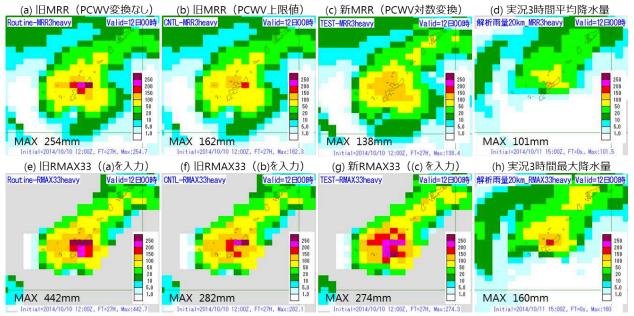


図 4.1.7 PCWV に上限値が設定される以前に降水量予測が過大となった T1419 事例での MRR(上段)と RMAX33(下段)。 (a) 及び (e) は PCWV に上限値を設定する前のガイダンス、(b) 及び (f) は PCWV に上限値を設定した旧ガイダンス、(c) 及び (g) は PCWV に対数変換を施した新ガイダンス、(d) 及び (h) は実況値。各図の左下の数値は領域内の最大値を表す。

MRRを入力とした RMAX33 についても 400 mm/3h を超えるような予測を回避できていることが分かる。

4.1.4 降水確率ガイダンスの変更点

降水確率ガイダンスについて、次の2つの変更を行った。なお、これらの変更による予測精度の変化は小さいため、本項では詳細な検証結果の紹介を割愛するが、確率の信頼度曲線が y=x の理想直線に近づき信頼度がやや向上することを確認している。

(1) 学習に用いる解析雨量の取扱いを一部変更

PoPの予測式の逐次更新に用いる観測値には、解析雨量を積算した降水量を用いている。解析雨量は、0.0, 0.2, 0.5, 1.0, 2.0, ··· mm/hといった離散的な値で算出されており、また、0.2 mm/hより弱い降水は0.2 mm/hに切り上げられている。このため、解析雨量を6時間積算すると、実際には1 mm/6hに達しないようなごく弱い降水が続いた場合でも1 mm/6hを超える場合があり、この観測値を逐次更新に使うことでPoPの信頼度に影響を与えていることが分かった。そこでGSM及びMSMの両降水確率ガイダンスについて、解析雨量が0.2 mm/hの場合には0.0 mm/hとして扱って積算した降水量を逐次更新に用いるように変更し、解析雨量の仕様に起因する予測特性の課題を解消した。

(2) MSM-PoP の予報時間層別化の追加

MSM-MRRと同じく MSM-PoPについても、MSM の予報時間延長に対応した予測係数の層別化を追加していなかったが、今回これを追加した。

4.1.5 統計検証

MSM 及び GSM は、数値予報モデル本体がそれぞれ 2017 年 2 月 28 日と 5 月 25 日に改良された(第 2 章、第 1 章)。そのため、本項ではこれら最新の数値 予報モデルの予測結果を使った新 MRR の検証結果を示す。比較対象には旧 MRR の手法で同じ最新の数値 予報モデルの予測結果を用いて計算したガイダンスを用いて、本改良による統計的な精度変化を示す。また、本項の最後に GSM と MSM の新 MRR の精度比較も示す。なお、これらの最新の数値予報モデルをそれぞれ新 GSM および新 MSM と表記する。

(1) 新 GSM を用いた統計検証

図 4.1.8 に、新 GSM を用いた 2016 年 1 年間の MRR 及び 24 時間最大降水量ガイダンス(以下、RMAX24)の BI 及びエクイタブルスレットスコア (ETS) を示す。検証には、00,06,12,18UTC 初期値を用い、MRR は FT=6 から FT=27 を、RMAX24 は FT=27 から FT=42 の予測値を用いた。

MRR は 20 mm/3h 以上、RMAX24 は 200 mm/24h 以上の予測頻度が旧ガイダンスよりも低くなるものの、予測精度は中立から改善の傾向が見られる。このような特徴は、1時間及び 3 時間最大降水量についても確認され、また新 GSM が計算されていない 2014 年や 2015年について当時の現業数値予報モデルを用いて計算した新ガイダンスでも同様であることを確認している(図略)。また、MRR については、第 4.1.3 項 (3) で説明した FBC の閾値追加や上限値修正によって大雨の予測頻度が高くなったことで、80 mm/3h や 100 mm/3h の大雨の予測精度が改善されていることも分かる。

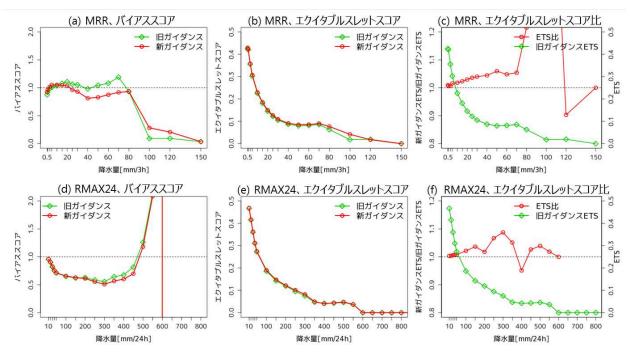


図 4.1.8 GSM の旧及び新ガイダンスの予測精度比較。(a) \sim (c) はそれぞれ MRR のバイアススコア、エクイタブルスレットスコア (ETS)、ETS の比(新ガイダンス ETS/旧ガイダンス ETS)、(d) \sim (f) はそれぞれ RMAX24 のスコア。

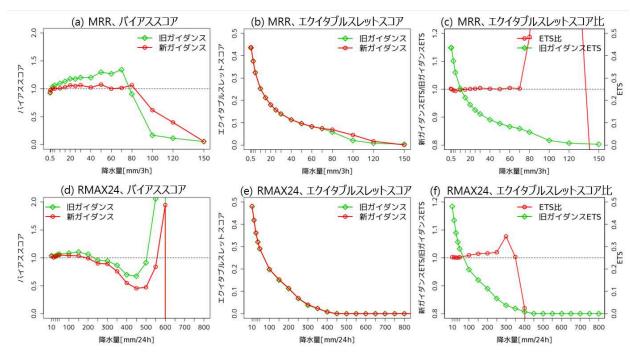


図 4.1.9 MSM の旧及び新ガイダンスの予測精度比較。図の見方は図 4.1.8 に同じ。

(2) 新 MSM を用いた統計検証

図 4.1.9 に、新 MSM を用いた 2016 年 1 年間の MRR 及び RMAX24 の BI 及び ETS を示す。検証には、03, 09, 15, 21UTC 初期値を用い、MRR は FT=3 から FT=24 を、RMAX24 は FT=24 から FT=39 の予測値を用いた。

GSM ガイダンスと同じく、MRR, RMAX24ともに 予測頻度は減少するものの予測精度は中立から改善と なった。また、MSM ガイダンスでも 1 時間及び 3 時間最 大降水量、当時の現業数値予報モデルを用いた 2014 年 や 2015 年の検証でも同様の傾向が確認された(図略)。 つまり、数値予報モデルの変更に関わらず今回の改良が 有効であると考えられる。MSM-MRR は GSM-MRR よりも予測頻度がより 適切になっており、100 mm/3h 以上を除いてほぼ BI=1となった。これは、第 4.1.3 項 (3) で説明した、FBC の閾値更新に非対称性を導入した効果が大きい。

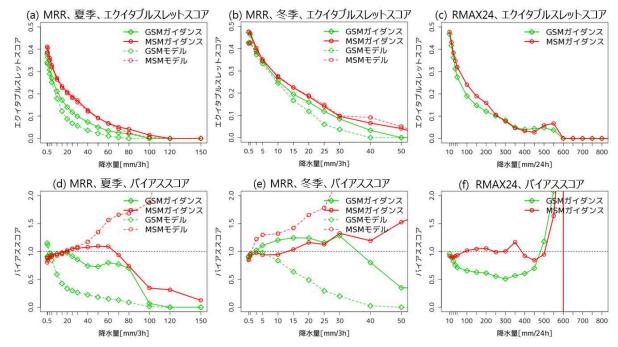


図 4.1.10 GSM ガイダンスと MSM ガイダンスの新ガイダンスの予測精度比較。(a) \sim (c) はエクイタブルスレットスコア、(d) \sim (f) はバイアススコアで、(a), (d) は MRR の夏季(2016 年 $6\sim$ 8 月)、(b), (e) は MRR の冬季(2016 年 12 月 \sim 2017 年 2 月)、(c), (f) は RMAX24 の通年(2016 年 1 年間)の検証結果である。いずれの図も、緑実線は GSM ガイダンス、緑破線は GSM モデル降水量、赤実線が MSM ガイダンス、赤破線は MSM モデル降水量を表す。

(3) GSMと MSM の新 MRR の精度比較

GSM 及び MSM の新 MRR の予測精度を比較するた

めに、図 4.1.10 に、2016 年夏季(6~8月) 及び 2016 年冬季(12月~翌年2月)の MRR の比較結果と通年 (2016 年 1 年間) の RMAX24 の比較結果を示す。検 証に用いた初期値と FT は、先の (1) 及び (2) の検証 と同じである。なお、同じ格子サイズで比較するため に、MSM-MRR や RMAX24、MSM モデル降水量は GSM ガイダンスと同じ 20 km 格子に変換している 10 。 これらの図より、夏季は概ね GSM-MRRより MSM-MRR の方が ETS が高く、予測精度が高いことが分か る。これは MSM の方が数値予報モデルの解像度が細 かく地形の表現が精細であったり、レーダー反射強度 データを同化(幾田 2011)したりするなど、モデルの降 水予測精度が良いことがガイダンス間の予測精度にも 反映されているためだと考えられる。一方で、冬季は夏 季に比べてガイダンスの精度差が小さくなっているが、 10 mm/3h 以上ではやはり MSM-MRR の方が精度が高 い。MRRの予測頻度は、GSM-MRR, MSM-MRRと もに夏季は 80 mm/3h 程度まで、冬季は 40 mm/3h 程 度までBIが1前後になっており、大きな違いは見られな い。RMAX24については、MSM-RMAX24はGSM-RMAX24よりも ETS が高く、また BI も 400 mm/24h 程度までほぼ1前後になっており、予測精度・頻度の 両面で GSM-RMAX24より 優れていることが分かる。

4.1.6 事例検証

図 4.1.11 に 2014 年台風第 11 号 (T1411) による大 雨事例、図 4.1.12 に 2016 年台風第 10 号 (T1610) に よる大雨事例の予測結果を示す。図 4.1.11 は MSM-RMAX24、図 4.1.12 は GSM-RMAX24 である。両事 例ともに旧及び新 RMAX24 のピーク値の変化は小さ く、本改良が降水ガイダンスの利用に与える影響は小 さい。しかし細かく見ていくと、T1411 事例では四国 の太平洋側沿岸部の降水量を増やし、実況に近づける 傾向が見られる。これは、FBCの設定変更によって大 雨時の MRR のバイアス補正がより 適切に行われるよ うになったためと考えられる ¹¹。 T1610 事例の東北地 方では、改良後も依然として実況の2~3倍近い予測の ままである。これは、本改良では予測の安定性や予測 頻度の特性を改善するために、KF の学習の仕組みや FBC の設定などの変更を行ったものの、予測手法や説 明変数の変更といったガイダンスの予測が大きく変わ るような変更は行っていないためである。

4.1.7 まとめと利用上の留意点

本改良では、降水ガイダンスの信頼性の向上や予測 頻度特性の改善を目的に、主に KFと FBC に関する変 更を行った。旧 MRR では、しばしばガイダンスが大 きく外れた時に過学習が発生し、その影響が長く残っ てしまっていたが、過学習が発生しづらい KF の仕組

MRR は 20 km 格子中に含まれる 5 km 格子の平均値に、 RMAX24 は 5 km 格子の最大値に変換した。

¹¹ RMAX24の計算には、MRR を 24 時間分積算し FBC で 補正した 24 時間降水量を用いる。そのため、MRR の予測 精度の改善が RMAX24 に波及したと考えられる。

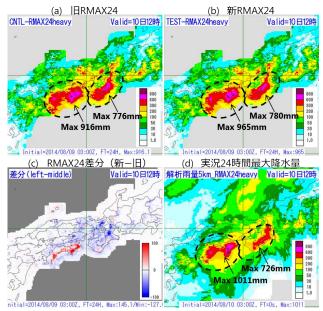


図 4.1.11 T1411 事例での旧及び新 MSM ガイダンスの予測例(2014年8月9日03UTC初期値、FT=24)。(a) は旧 RMAX24、(b) は新 RMAX24、(c) は RMAX24の差分(新-旧)、(d) は実況の24時間最大降水量。図中の破線丸と降水量は、丸で囲った範囲内の最大の予測値である。

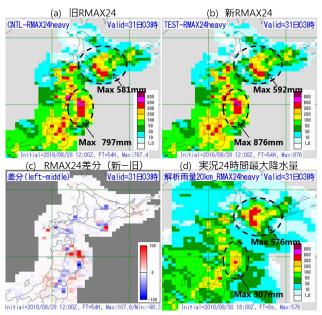


図 4.1.12 T1610 事例での旧及び新 GSM ガイダンスの予測例(2016 年 8 月 28 日 12UTC 初期値、FT=54)。(a) は旧 RMAX24、(b) は新 RMAX24、(c) は RMAX24 の差分(新-旧)、(d) は実況の 24 時間最大降水量。図の見方は図 4.1.11 に同じ。

みへと変更することで、大外れ後の降水予測への悪影響を軽減することができた。FBCについては、季節層別化の導入(GSM-MRRのみ)、FBCの閾値の追加や補正を行う上限値の見直し、さらに閾値の変化量について非対称性の導入を行った。これらの変更により、旧MRRで見られていた予測頻度の過剰傾向が緩和され、個々の事例では大雨の表現が良くなるなどの改善

が見られている。また、本改良では直接の変更はないものの、MRRを入力とする最大降水量ガイダンスにも、MRRの改善の効果が波及している。

本改良はガイダンスの予測手法や用いる説明変数を変更するといったような大幅な変更ではないため、統計的な予測精度の改善は小さく、また顕著な大雨事例に対する予測も本改良の前後では大きな変化は見られない。そのため、極端な大雨予測に対しては降水ガイダンスの量的な予測をそのまま使用せず、大雨のポテンシャルを示す定性的な情報として取り扱う必要がある点(山本 2012)に変更はなく、引き続き利用に際しては留意する必要がある。

ここ最近は年に1回程度のペースで全球モデルが改良されたり、メソモデルも力学・物理過程が改良されたりするなど、ガイダンスの予測特性に影響のある数値予報モデルの変更が続いている。そこで、本節では最新の全球及びメソモデルを用いた新ガイダンスの予測精度の比較も紹介した。この統計的な検証から、特に夏季はMSM-MRRの方が予測精度が高く、また通年のRMAX24についてもMSMガイダンスの方が精度が高いことが分かった。これらの点から、実況経過から考えてMSMの予測が大きく外れている場合を除いては、主にMSMガイダンスを利用することを推奨したい。

参考文献

蟻坂隼史, 2013: 24 時間最大降水量ガイダンスの改良. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 42-48.

安藤昭芳, 2007: 降水確率、平均降水量、最大降水量ガイダンス. 平成 19 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 50-59.

幾田泰酵, 2011: メソ解析におけるレーダー反射強度 データの同化. 平成 23 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 9-12.

越智健太,石井憲介,2013: 領域拡張・予報時間39時間化されたメソモデルの特性.平成25年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,1-17.

小泉友延, 2009: 最大降水量ガイダンス. 平成 21 年度 数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 21-26.

小泉友延, 蟻坂隼史, 2010: 降水ガイダンスの改良. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 71-77. 後藤尚親, 2016: ガイダンスの特性の変化. 平成 28 年 度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 36-41.

松下泰広, 2012: ガイダンス作成に用いる予測手法. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 44-48. 山本佳緒里, 2012: 事例で見る数値予報の特性. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 61-67.

4.2 格子形式気温ガイダンスの改良、及び最大降雪量・天気ガイダンスの特性変化¹

4.2.1 はじめに

GSM, MSM 格子形式気温ガイダンス (古市・松澤 2009; 古市 2010)(以下、格子気温 G)は 5 km 格子で 1 時間毎の気温を予測するガイダンスであり、その予測値は最大降雪量ガイダンスでの雪水比計算や天気(降水種別)ガイダンスの雨雪判別等に利用されている(図 4.2.1)。現在は中間製品として作成されており、部外配信は行っていない。

格子気温 G はモデルの地上気温予測値をアメダス地点の気温ガイダンス(以下、地点気温 G)で修正することで作成される。従来の格子気温 G には、アメダスの気温観測(以下、アメダス気温)に対して低めに予測される傾向や、沿岸地域などモデルの海陸格子が混在する地域において予測精度が落ちる、などの課題が存在し、後続の最大降水量・天気(降水種別)ガイダンスの予測に対して影響を与えていた。これらの課題を解決するため、格子気温 G の作成手法について、以下の見直しを行った。

- 作成手順の見直し
- 修正量の推定手法(重み付け平均)の見直し
- 地形を考慮した平滑化処理の導入

これらの作成手法の見直しにより、格子気温 G および、後続の最大降雪量・天気(降水種別)ガイダンスについて予測精度の改善が確認できたため、2016年11月より数値予報ルーチンに導入した。本節では、まず格子気温 G について、その作成手法の概要と従来の課題を説明した後、その解決のために行った変更を説明する。その後、改良後の格子気温 G、最大降雪量・天気(降水種別)ガイダンスについて統計検証、事例検証の結果を示し、その予測精度、予測特性、利用上の留意点について示す。

4.2.2 作成手法の概要

格子気温 G は、各アメダス地点における地点気温 G の気温修正量(地点気温 G とモデル地上気温の差)から、各格子における気温修正量を推定し、それを用いてモデル地上気温を修正することで作成される 2 。各アメダス地点における地点気温 G の気温修正量は、大きく以下の 2 種類に分類することができる。

- ① カルマンフィルタの各説明変数(モデルの気温や 降水量など)から計算される修正量。
- ② モデルと現実の標高差や、海陸分布の違いなどに 起因する修正量。アメダス地点や格子毎にある程 度値が決まっており、地点気温 G のカルマンフィ ルタでは主にバイアス項に含まれる。

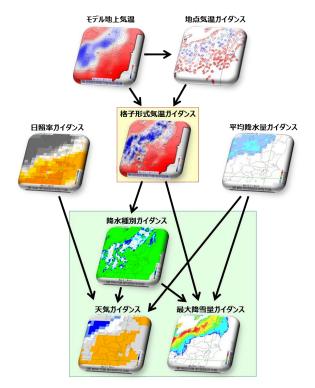


図 4.2.1 格子形式気温ガイダンスに関わる各種ガイダンス の依存関係の模式図。今回の改良で作成手法が変わるガイ ダンス(格子形式気温ガイダンス)を黄背景で、その結果 を受け予測精度・特性が変わるガイダンス(最大降雪量・ 降水種別・天気ガイダンス)を緑背景で色付けしている。

格子気温 G では、これら 2 種類の修正量を 別々に扱う。 修正量①については、空間内挿可能な修正量として扱い、各アメダス地点の値の重み付け平均により 各格子の気温修正量を求める。修正量②については、基本的に空間内挿に適さない修正量であるので、格子毎に値を見積もる。格子毎に算出した修正量①、修正量②をモデル地上気温に加えることで、格子気温 G は作成される(図 4.2.2)。

具体的な作成手順としては、従来の格子気温Gは以下の作成手順で作成されていた。

- 1. 地点気温 G をモデル標高に標高補正する。
- 2. 修正量(1.の地点気温 G とモデル地上気温の差) を格子に分配し、モデル地上気温を修正する。
- 3. 修正した各格子のモデル地上気温を、モデル標高 から 5 km 平均標高 ³ に標高補正する。

先ほどの2種類の修正量で考えると、1.で各アメダス地点の修正量②の見積もり、2.で各アメダス地点の修正量①の見積もり及び格子への分配、3.で各格子の修正量②の見積もりを行っていることになる。従来の格子気温Gの特徴としては、モデル標高上で修正量①の見積りを行い最後に5km平均標高へ標高補正することで、5km平均標高に整合的な気温分布が作成されて

¹ 黒木 志洸

² 地点の値によりモデル予測値を修正する点では、数値予報 の客観解析に近い作成手法である。

³ 国土数値情報を元に作成された 5 km 格子の格子平均標高 データ。モデル標高はモデルの計算安定性のために平滑化を 行っているので、同じ解像度のモデル標高と 5 km 平均標高 を比較した場合は、一般に後者の方が現実に近く急峻である。

FTプル地上気温 修正量① 修正量② 格子形式気温ガイダンス RTT TOTAL TOTAL TIES THE MALES FIRST VALUE FI

図 4.2.2 格子形式気温ガイダンスの作成の流れの概念図。モデル地上気温に、修正量①(格子毎に周囲のアメダス地点の重み付け平均で推定)と修正量②(格子毎にモデル標高から 5 km 平均標高への標高補正で推定)を加えることで、格子形式気温ガイダンスは作成される。単位はすべて [°C]。

いることや、修正量を見積もる際に、モデルと現実の 海陸分布の違いに起因する修正量については特に考慮 されていないこと等があげられる。

4.2.3 従来の課題

従来の格子気温 G には、主として以下の課題が存在 し、これにより後続の最大降雪量ガイダンス、天気(降 水種別)ガイダンスに影響が見られていた。

- ① アメダス気温や毎時大気解析(地上気温)に対する低温バイアス傾向。
- ② 沿岸地域の内陸側において地形や気象場と整合しない不自然な低温領域が見られることがある。
- ③ アメダス(気温観測)の分布密度が疎な地域において修正量の重み付け平均に十分な地点数が確保できておらず、予測精度が落ちる。
- ④ 近傍のアメダスの値に近づけすぎる設定となって おり、全国的に気温の分布が歪になる。
- ⑤ 全国的に地形や気象場と整合しないノイズのよう な値が見られる。

課題①として、従来の格子気温 G はアメダス気温や 毎時大気解析(地上気温)と比べ低めに予測される傾 向があった。これはアメダスの空間代表性に関する問 題であり、アメダスの標高と 5 km 平均標高の不整合 に起因するものである。アメダス観測点の多くは平野 部、山間部に位置しているので、山岳地域等の格子内 の地形変化が大きい地域では、アメダスの標高は5km 平均標高と比べ低くなる傾向がある。このため、当該 地域で 5 km 平均標高相当で作成した気温分布とアメ ダス気温を比較すると、前者が低温となる場合が多い。 従来の格子気温 G では 5 km 平均標高に整合的な気温 分布が作成されていたので、アメダス気温に対しては 低めに予測される傾向があった。また、同様の理由で、 従来の格子気温 G は毎時大気解析(地上気温)に対し ても低めに予測される傾向が見られていた⁴。これら の内、特にアメダス気温に対する低温傾向は降雪予測 への影響が大きい課題であり、従来、最大降雪量ガイ ダンスの予測値が実況と比べて過大となっていた要因 の一つとしてあげられる。

課題②は降雪予測の精度や信頼性の点で大きな課題 である。従来の格子気温Gでは、冬季の沿岸内陸部に おいて地形や気象場と整合しない不自然な低温領域が 見られることがあった。また、統計的に見ると、沿岸 地域の内陸側で低温バイアス、海岸付近で高温バイア スとなる傾向が見られていた。これらは、従来の格子 気温Gにおいて、モデルと現実の海陸分布の違いにつ いて考慮していなかったために生じていた。モデルの 地上気温は、モデルの海格子上と陸格子上とで特性が 大きく異なるため、地点気温 G の気温修正量もモデル 海格子上のアメダス地点(以下、海地点)とモデル陸 格子上のアメダス地点(以下、陸地点)で大きく異な る。しかしながら、従来の格子気温Gでは、これらを 特に考慮せずに地点の気温修正量を格子へ分配してい たため、モデルの海陸格子が混在する地域では、海地 点(陸地点)の地点気温 G の修正量が、モデル陸格子 (海格子)上の格子の修正量に影響し、修正量の見積り が適切に行えていなかった。

課題③はアメダスの観測密度が疎な地域での予測精度への影響が大きい課題である。従来は、重み付け平均に用いるアメダス地点の探査範囲を全国一様に半径35km以内としていたため、北海道内陸など観測密度が疎な地域では、重み付け平均の際に十分な地点数を確保することができていなかった。このため、当該地域では、遠く離れた1地点の外挿で修正量が推定されているなど、修正量の推定が適切に行われていない場合があった。

課題④、⑤は、精度への影響は小さい課題であるが、 これらにより従来の格子気温 G は地形や気象場に整合 しない不自然で歪な気温分布が見られていた。

4.2.4 変更点

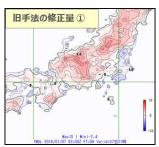
前項で述べた課題の解決を目的とし、格子気温 G の 作成手法について以下の変更を行った。

(1) 作成手順の見直し

課題①の解決として、格子気温 G の作成手順を以下のように見直した。

- 1. モデル地上気温を 5 km 平均標高に標高補正する。
- 2. 修正量(地点気温 G と 1. のモデル地上気温の差) を格子に分配し、モデル地上気温を修正する。

⁴ 毎時大気解析(地上気温)はアメダス観測に強く寄せる設定(付録 A.1.5)で作成されており、アメダス気温に整合的な気温分布となっているため。



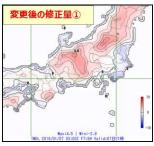


図 4.2.3 修正量の推定手法を変更する前後での、修正量 ①[°C]の比較 2016年1月7日03UTCのFT=9のMSM 格子形式気温ガイダンス)。

第4.2.2 項で述べた 2 種類の修正量で考えると、1. で各格子・アメダス地点の修正量②の見積もり、2. で各アメダス地点の修正量①の見積もり及び格子への分配を行っていることになる。新旧の作成手順を比較すると、旧作成手順は 5 km 平均標高への整合性を重視した作成手順になっているのに対し、新しい作成手順は地点気温 Gを直接修正に用いており、アメダス気温への整合性を重視した作成手順となっている。本変更により気温・降雪の地上観測(アメダス、他機関観測網)に対する予測精度が改善し、従来と比べ毎時大気解析(地上気温)に近い気温分布が作成されるようになることを確認した。これらについては、第4.2.5 項の統計検証で示す。

(2) 修正量の推定手法(重み付け平均)の見直し

従来の格子気温 G は、格子・アメダス地点間の距離(以後、距離とよぶ)の逆二乗で定義される関数を重み関数とし、対象格子を中心とした半径(以後、参照半径とよぶ)35 km 以内に含まれるアメダス地点を用いて、修正量①の重み付け平均を計算していた。今回、課題②、③、④の解決として、この修正手法について以下の見直しを行った。

- (a) 重み関数を距離に対して緩やかな形に変更
- (b) 重みにモデルの海陸分布を考慮した効果を導入
- (c) 参照半径 35 km の修正の前に、参照半径 75 km の 広い修正を導入
- (a) の変更は、課題④に対する解決である。従来の距離の逆二乗で定義される重み関数を用いると、格子近傍のアメダス地点の荷重が大きくなりすぎる傾向が見られたため、重み関数を距離に対して緩やかに変化するベル型のもの(Cressman 1959)へと変更した。この変更により、従来はアメダス地点付近でアメダスに寄せすぎて歪となっていた気温分布が解消した。図 4.2.3 は、ある 1 事例について (a)~(c) の変更を導入する前後での修正量①の分布を比較した図である。図 4.2.3 において、全般にアメダス近辺で見られていた斑な修正量の分布が解消していることが 1 点目の変更の効果に対応する。
- (b) の変更は、課題②に対する解決である。改良後の格子気温 G では、気温修正量のモデル海陸分布への依存性を考慮するために、重み関数にモデルの海陸分

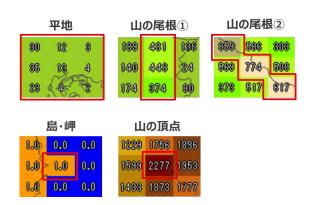


図 4.2.4 Contour-Following Smoother での場合分けの一例。上段および下段右図の数字は格子の標高 [m] を表しており、下段左図の数字は海陸(0:海格子、1:陸格子)を表している。中央の格子の平滑化を行う場合、地形情報(標高、海陸)を元に周囲の格子から地形的な性質の近い格子(図の赤枠内)を選出し、選出された格子のみ用いて平滑化を行う。周囲の格子の選出パターンは13種類あるが、ここでは例として5種類だけを示している。

布を考慮した効果を導入した。具体的には、格子・ア メダス地点間のモデル海陸比の差に依存する係数(例 えば、格子とアメダス地点の海陸比が同じだと 1、全 く異なると0になる)を重み関数にかけることで、重 み付け平均の際に海陸比の値が近いアメダス地点ほど 荷重が大きくなり、優先的に修正量の推定に使われる ようにした。本変更により、従来と比べより海陸分布 と整合した気温分布が得られるようになり、沿岸地域 の予測精度が大きく向上した。再び図4.2.3を参照し、 変更前後の効果を確認する。この事例では、海地点は 負の修正量をもち、陸地点は正の修正量を持つ傾向が 全国的に見られていたが、従来の手法では近傍に海地 点のない海格子は陸地点の影響を強く受け正の気温修 正量となっていた。一方で、変更後では近傍に海地点 がない海格子についても負の修正量を分配することが できており、全国的に沿岸地域の海陸分布と気温修正 量の対応が改善していることを見て取ることができる。

(c) の変更は、課題③に対する解決である。従来の参 照半径を35kmとする手法では、重み付け平均を計算 する際に十分な地点数を確保できていない地域があっ た。この課題の解決としては参照半径を広げることが 簡便だが、単純に参照半径を大きくしてしまうと、都 市部など観測が密で、既に十分な地点数が確保できて いた地域を中心に、むやみに遠い地点の情報が入るこ とになり、修正量の推定精度が悪化する場合がある。今 回の変更では、重み付け平均による修正を 2 段階に分 け、参照半径 35 km の修正の前に、参照半径 75 km の 広い範囲を参照する修正を導入することで、上記課題 の解決を行った。この手法は逐次修正法 (Bergthorsson and Doos 1955) と呼ばれる手法であり、過去に気象庁 の客観解析 (増田 1976) で利用されていた手法でもあ る。逐次修正法の導入により、アメダス観測点の少な い北海道内陸や、周囲に海地点の少ない海格子などで 予測精度の向上が確認された。

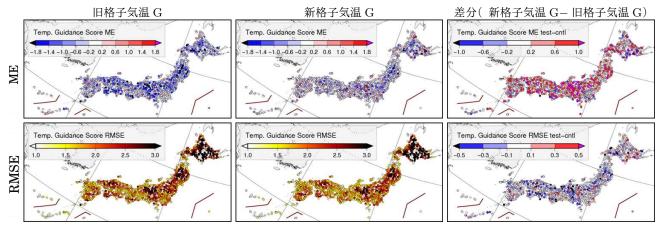


図 4.2.5 GSM 格子形式気温ガイダンスの対アメダス検証 [°C](2015年12月~2016年2月、FT=03~24)。それぞれ、上段は ME、下段は RMSE の検証結果であり、左図は旧ガイダンス、中央図は新ガイダンス、右図は両者の差分(新ガイダンス-旧ガイダンス)を示している。いくつかの諸島については実際の緯度経度ではなく茶線で囲った領域に移動して描画しており、父島は図の右下、大東島地方については図の下側、宮古島・八丈島地方については図の左側にそれぞれ描画している。

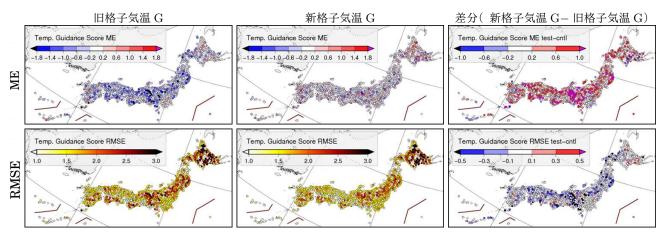


図 4.2.6 MSM 格子形式気温ガイダンスの対アメダス検証。検証期間や図の詳細は図 4.2.5 に同じ。

(3) 地形を考慮した平滑化処理の導入

課題⑤で述べたように、格子気温 G の気温分布には、地形や気象場と整合しないノイズのような不自然な値が見られることがあった。ノイズの原因は様々に考えられるが、経験的な重みを用いた簡便な手法で修正量を見積もっていることが1つの要因として考えられる。これを除去する目的で、Contour-Following Smoother (CFS)と呼ばれる平滑化処理 (Glahn et al. 2009)を導入した。CFSでは標高や海陸などの情報を考慮しつつ平滑化を行うため、通常の一様な平滑化と比べ、地形由来の特性を保持しつつ平滑化することができる。

CFSの実装例を図 4.2.4 に示す。今回実装した CFS では、まず、平滑化を行う格子とその周囲 8 格子について、標高・海陸データを元に、山の尾根や谷筋、島嶼部など 13 種類の場合分けを行う。その後、それぞれの場合について決められている平滑化の設定(平滑に用いる格子や、平滑化の強さ等)に基づいて、各格子の平滑化を行う。CFS の導入により、元の気温分布を大きく変えることなく、従来見られていたノイズを軽減することができる。

4.2.5 統計検証

(1) 検証方法

GSMと MSM の格子気温 G 及び、それを入力とした最大降雪量・天気ガイダンス(以下、最大降雪量・天気ガイダンス(以下、最大降雪量・天気 G)について、旧ガイダンスと新ガイダンスの統計検証を行い精度を比較した。検証は各ガイダンス(格子形式)を4点内挿で地点に内挿した後、地点観測を対象に行っている。この際、精度検証としては、(i)対アメダス検証と(ii)独立観測データ 5 に対する検証の2種類を行った。独立観測データに対する精度検証としては、格子気温 G では地点抜きクロスバリデーション(CV: Cross-Validation) 6 で検証を行い、最大降雪

⁵ 本節では、格子気温 G の修正で用いた地点での観測データを従属観測データ、それ以外の観測データを独立観測データと呼ぶ。独立観測データを用いた検証を行うことで、各格子で見積もられた修正量・予測値の妥当性を検証することができる。

⁶ ある任意地点を修正に用いず格子気温 G を作成し、その地点を対象とした精度検証を行う手法。擬似的に独立観測データを対象とした精度検証を行うことができる。本開発では、周囲を複数のアメダス地点に囲まれた 40 地点をランダムで選出し、地点抜き CV を行った。

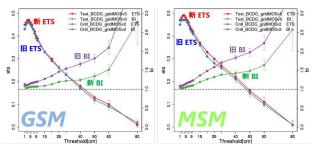


図 4.2.7 24 時間最大降雪量ガイダンスの対アメダス検証 (2013年11月~2016年2月、GSM: FT=27~36, MSM: FT=24~33)。左図は GSM、右図は MSM についての検証結果であり、それぞれ赤線は新ガイダンスの ETS、青線は旧ガイダンスの ETS、緑線は新ガイダンスの BI、紫線は旧ガイダンスの BI に対応する。縦左軸は ETS、縦右軸は BI、横軸は検証閾値 [cm] であり、エラーバーは 95%信頼区間を表している。

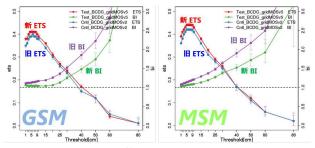
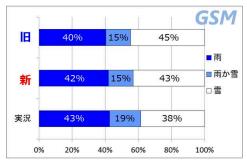


図 4.2.8 国土交通省水管理・国土保全局の積雪深計を対象 とした、24 時間最大降雪量ガイダンスの精度検証。検証 期間や軸の設定は図 4.2.7 に同じ。

量 G では他機関観測データ(国土交通省水管理・国土保全局が設置している積雪深計による観測データ⁷)を対象とした精度検証を行った。

(2) 検証結果

図 4.2.5、図 4.2.6 にアメダス気温を対象とした GSM 格子気温 G 及び MSM 格子気温 G の検証結果を示す。 検証期間は、2015年12月~2016年2月としており、 GSMについては、当時の最新のモデルを入力とした性 能評価のために、GSM1603(米原 2016)の試験データを 入力としている。この際、GSM は 00,12UTC 初期値の FT=3~24、MSM は 03、15UTC 初期値の FT=3~24 を対象として検証を行っている。検証指標としては、平 均誤差 (ME) と二乗平均平方根誤差 (RMSE) を用い ている。新格子気温Gでは、全国的に見られていたア メダスに対する低温傾向が解消しており、RMSEでも 改善(差分図の青色)する傾向が見られている。これ は、第4.2.4項(1)で述べた、アメダスとの整合が良い 気温分布となるよう 作成手順を変更したことの影響が 主であるが、沿岸地域や観測密度が疎な地域について は第4.2.4 項(2)で述べた修正手法の仕様を変更したこ との影響が大きい。なお、図は省略するが、地点抜き CV の結果も概ね同傾向であり、全国的にアメダスに 対する負バイアス傾向が解消し、RMSEが改善する結



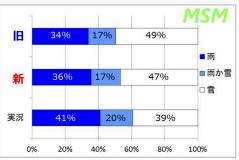


図 4.2.9 天気ガイダンス(降水種別)と実況(SYNOP)の雨・雨か雪・雪の出現頻度の比較(2015年12月~2016年2月、GSM: FT=3~84, MSM: FT=1~39)。上図はGSM、下図はMSMについての検証結果である。なお、天気ガイダンスの「雨」「雨か雪」「雪」とSYNOPの「雨」「みぞれ」「雪」を対応させ、比較している。

果となっている。

図 4.2.7 にアメダス積雪深計を対象とした、GSM 及 び MSM24 時間最大降雪量 G の検証結果(全国平均) を示す。検証期間は、事例数確保のために 2013 年 11 月~2016年2月の冬期間(11~2月)と長めに設定し ており、2015年11月~2016年2月のGSMについて は、格子気温 Gと 同様に、GSM1603 の試験データを入 力としている。この際、GSM は 00, 12UTC 初期値の FT=27~36、MSM は 03. 15UTC 初期値の FT=24~33 を対象として検証を行っている。検証指標としては、 バイアススコア (BI) とエクイタブルスレットスコア (ETS)を用いている。新ガイダンスでは、従来過大傾 向であった降雪頻度が抑制されることで予測頻度が適 正 (BI=1) に近づき、予測精度 (ETS) としても改善 傾向が見られている。これは、格子気温Gのアメダス 気温に対する低温傾向が解消したことで、降雪量予測 の空振りが減少したことに対応している。高閾値に対 して予測頻度が過大傾向となる点については、新旧ガ イダンスで大きく変わらない。これは、積雪深計から 計算される実況の降雪量は積雪の圧密・沈降効果が働 いているのに対し、最大降雪量Gにはその効果が入っ ていないためである (古市・松澤 2009)。この点は最大 降雪量Gの作成手法や検証方法に関わる問題であるた め、今回の格子気温Gの特性変化はそれほど影響せず、 新旧ガイダンスで特性に大きな変化は見られなかった。 同様の検証を、国土交通省水管理・国土保全局の積雪深 計(山岳域のダム周辺に多く分布)を対象に行った結

⁷ 気象庁観測部計画課情報管理室が収集・管理している観測 データに、独自の品質管理を行った上で利用している。

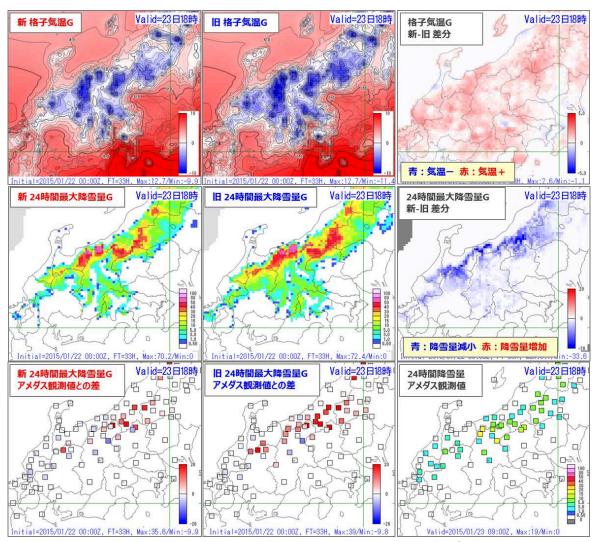


図 4.2.10 事例 (1) における、2015 年 1 月 22 日 00UTC 初期時刻の GSM 格子形式気温ガイダンス [°C](上段)、及び 24 時間 最大降雪量ガイダンス [cm](中段)の予測 (FT=33)。左から順に、新ガイダンスの予測、旧ガイダンスの予測、新旧ガイダンスの差分(新ガイダンス—旧ガイダンス)を示している。下段は、それぞれ実況(アメダス)の 24 時間降雪量 [cm](右図)、及び GSM24 時間最大降雪量ガイダンスの実況に対する予測誤差 [cm](左図が新ガイダンス、中央図が旧ガイダンス)を示している。

果を、図 4.2.8 に示す。検証結果はアメダス検証の結果と概ね同傾向であり、降雪量の予測頻度が適正 (BI=1) に近づき、予測精度 (ETS) でも改善が見られている。

最後に、図 4.2.9 に全国の SYNOP(地上実況気象通報式)観測を対象とした天気 G(降水種別)の検証結果を示す。検証期間は、2015年12月~2016年2月としており、GSM については GSM1603の試験データを入力としている。この際、GSM は 00, 12UTC 初期値のFT=3~84、MSM は 03, 15UTC 初期値のFT=1~39を対象として検証を行っている。新ガイダンスでは、旧ガイダンスで過剰傾向にあった「雪」の予測頻度が抑制され、各要素の予測頻度が実況に近づき、より適切なものとなっている。また、図では示していないが、雨雪判別の的中率は全国平均で約 1%改善することを確認している。

4.2.6 事例検証

(1) 最大降雪量ガイダンスの予測特性の変化(内陸部)

今回の改良で、主に内陸部の予測特性の変化が顕著な事例として、2015年1月22日00UTCを初期時刻とした翌日09UTC(FT=33)のGSM格子気温G、及び24時間最大降雪量Gの予測を図4.2.10に示す。この事例は、発達した低気圧が北海道の東海上にあり、それにより日本付近で冬型の気圧配置が強まり、北日本や北陸で大雪となった事例である。

新格子気温 G では、従来と比べ内陸の山岳部を中心に気温の予測値が高くなっている。対応する最大降雪量 G の変化としては、-2~2°C の気温帯(格子気温 G の図の白色域に相当)に対応する地域での変化が大きく、従来はアメダス観測に対して過大であった降雪量を大きく減らし、より実況に近い降雪分布が得られるようになっている。

本事例のように、一般的な冬型気圧配置のような多

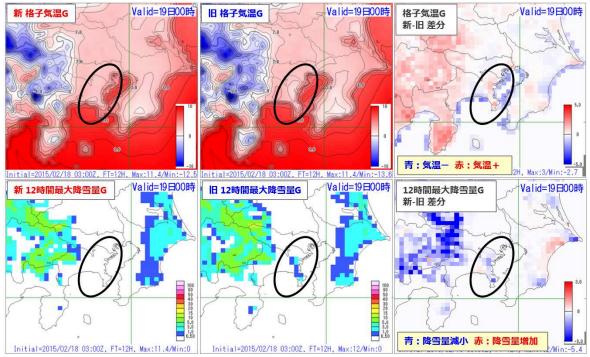


図 4.2.11 事例 (2) における、2015 年 2 月 18 日 03UTC 初期時刻の MSM 格子形式気温ガイダンス [°C](上段)、及び 12 時間最大降雪量ガイダンス [cm](下段)の予測 (FT=12)。左から順に、新ガイダンスの予測、旧ガイダンスの予測、新旧ガイダンスの差分(新ガイダンス-旧ガイダンス)を示している。旧ガイダンスにおいて、横浜アメダスを中心とした半月状の低温領域が見られていた地域を黒枠で囲っている。

くの降雪事例において、新ガイダンスでは -2~2°Cの 気温帯に対応する地域で予測される降雪量が減少し、より実況に近い値となる傾向が見られる。一方で、標高が高い地域(図4.2.10の飛騨山脈など)や厳冬期の北海道などは、降雪時の気温が十分に低いため、今回の格子気温 G 改良の影響は小さく、変更前後で降雪量の予測に大きな違いは見られない。また、内陸の平野部(図4.2.10の越後平野や富山平野の内陸側など)では、今回の変更による格子気温 G の特性変化が比較的小さく、格子気温 G および後続ガイダンスの予測特性は大きく変わらない。

(2) 最大降雪量ガイダンスの予測特性の変化(沿岸地域)

沿岸地域の不自然な気温・降雪分布が解消した事例の紹介として、2015年2月18日03UTCを初期時刻とした同日15UTC (FT=12)のMSM格子気温G、及び12時間最大降雪量Gの予測を図4.2.11に示す。この事例は、関東沖を南岸低気圧が通過し、東日本から北日本の広い範囲で雨や雪となった事例である。この際、関東地方の平野部は気温が3~4°Cと高めに推移したため、実況では降雪は見られず雨となっていた。このように気温が0°C付近を推移するような事例では、1~2°Cの気温予測誤差が降雪予測に与える影響が非常に大きくなり、地上気温の予測精度が特に重要となる。

旧格子気温 G では、東京湾沿岸に横浜アメダスを中心とした半月状の低温領域を予測しており、対応して最大降雪量 G でも実況では見られない降雪を予測していた。これは、モデルの海格子に位置する横浜アメダ

スの負の修正量が、周囲の陸格子に分配され、その気温予測値に強く影響していたためである。新格子気温Gでは沿岸地域に見られていた半月状の低温領域が概ね解消し、対応する最大降雪量Gでも沿岸地域の偽の降雪分布が解消している。

このような事例は、従来は太平洋側の沿岸地域を中心によく見られていた事例であり、格子気温 G および最大降雪量 G の課題としてよく挙げられていた。今回作成手法を見直したことで、本事例のように、従来沿岸地域の内陸側で見られていた不自然な気温・降雪分布が解消し、当該地域における降雪予測の精度が向上する。

(3) 天気(降水種別)ガイダンスの予測特性の変化

最後に、天気 G(降水種別)の特性変化を示す事例として、2016年1月7日15UTCを初期時刻とした翌日15UTC(FT=24)の MSM 格子気温 G、及び天気 Gの予測を図4.2.12に示す。この事例は、事例(1)と同じく冬型気圧配置の事例であり、北日本の日本海側や北陸で雨や雪となった。

新格子気温 G では全国的に気温の予測値が高くなる傾向があるため、気温が 0°C 付近の地域を中心として「雪」判定が「雨か雪」もしくは「雨」判定に変わる傾向が見られる。また、沿岸地域の海岸付近ではやや気温が下がり「雪」判定が増加し、沿岸地域の内陸側ではやや気温が上がり「雪」判定が減少する傾向が見られる。これは、修正手法にモデル海陸比を考慮したことの効果であり、事例 (2) で述べた沿岸地域の低温領域が解消したこととも対応している。これらは、いず

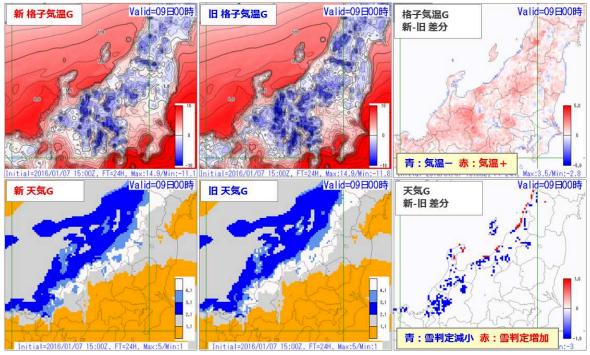


図 4.2.12 事例 (3) における、2016 年 1 月 7 日 15UTC 初期時刻の MSM 格子形式気温ガイダンス [°C](上段)、及び天気ガイダンス(下段)の予測 (FT=24)。左から順に、新ガイダンスの予測、旧ガイダンスの予測、新旧ガイダンスの差分(新ガイダンス-旧ガイダンス)を示している。なお、天気ガイダンスのカテゴリはそれぞれ白:雪、薄青:雨か雪、青:雨、灰色:曇、橙:晴れとして描画している。

れも実況と整合する変化傾向であり、天気 G(降水種別)の精度は向上する。

4.2.7 まとめ・利用上の留意点

今回の変更では、格子気温 G の作成手法を見直すことで、従来見られていたアメダス気温に対する低温傾向や、沿岸地域の不自然な気温・降雪分布、アメダス近傍での歪な気温分布等の解消を行った。その結果、格子気温 G 及びそれを入力とした最大降雪量・天気 G について、予測精度の改善を確認することができた。以下に、統計検証及び事例検証から分かる新ガイダンスの特徴や、利用時の留意点をまとめる。

- 改良後の格子気温 G では、従来見られていたアメダス気温に対する低温傾向が解消し、アメダス気温に対する予測精度が改善する。特に、格子内の標高差が大きい山岳部では、今回の変更での変化が大きく、従来と比べ気温が高めに予測され、降雪量、降雪頻度は減少する傾向が見られる。
- 沿岸地域では予測精度が向上し、従来見られていた地形や気象場と整合しない不自然な気温・降雪分布が解消する。この際、沿岸地域の内陸側では従来よりやや気温が上がり(雪が減り)、海岸付近ではやや気温が下がる(雪が増える)傾向が見られる。
- 内陸の平野部では、今回の変更による格子気温 G の特性変化が小さく、格子気温 G 及び後続ガイダンスの予測特性は変更前後で大きく変わらない。
- 厳冬期の北海道や標高が高い地域のように降雪時の気温が十分に低い地域では、降雪予測に対する

気温の寄与自体が小さいので、今回の格子気温 G 改良が後続ガイダンスへ与える影響は小さく、後 続ガイダンスの精度・特性は変更前後で大きく変わらない。

 ● 今回作成手順を見直したことにより、従来と比べ 毎時大気解析の地上気温に近い気温分布が作成さ れるようになる。

謝辞

本開発成果は、国土交通省水管理・国土保全局の積 雪深データを利用して得られたものです。

参考文献

古市豊, 2010: 降雪ガイダンスの改良と利用. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 78-81.

古市豊, 松澤直也, 2009: 最大降雪量ガイダンス. 平成 21 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 27-38. 増田善信, 1976: 客観解析とはどういうものか. 電子計 算室報告・別冊第 22 号, 気象庁予報部, 1-8.

米原仁, 2016: 全球数値予報システムの物理過程改良の 概要. 平成 28 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予 報部, 1-3.

Bergthorsson, P. and B. R. Doos, 1955: Numerical weather map analysis. *Tellus*, **7**, 329–340.

Cressman, G. P., 1959: An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, 87, 367–374.

Glahn, B., K. Gilbert, R. Cosgrove, D. P. Ruth, and K. Sheets, 2009: The gridding of MOS. Wea. Forecasting, 24, 520–529.

4.3 GSM 着氷指数の開発と GSM 積乱雲頂高度予 測の改良 1

4.3.1 はじめに

巡航中の航空機の運航に影響を及ぼす大気現象として、着氷と積乱雲が挙げられる²。航空機の翼に着氷した場合は、揚力の低下や抗力の増大などを引き起こし、エンジンの吸気系統へ着氷した場合は、混合ガスや空気が流れにくくなるためエンジンの性能が低下し、最悪の場合エンジンが停止することもある。また、積乱雲は強い乱気流、強い着氷、ひょう、雷などを伴い、その全てが航空機にとって非常に危険な現象である。そのため、できる限り着氷や積乱雲を回避することが、航空機の安全や快適な運航には必要となる。

数値予報課では、着氷域を予測するために MSM 航空 悪天 GPV の着氷指数(以下、MSM 着氷指数)を 2008 年8月から作成している (工藤 2008)。しかし、GSM 航空悪天 GPV の着氷指数(以下、GSM 着氷指数)は 作成していなかったため、新たに GSM 着氷指数を開 発し、2017年5月25日00UTC初期値よりGSM着氷 指数の作成を開始した。これにより、MSM の領域外の 着氷予測を利用できるようになった。また、積乱雲に ついてはパーセル法に基づく診断法で積乱雲の雲頂高 度³を求めており、MSM 航空悪天 GPV では 2007 年 5 月から (工藤 2007)、GSM 航空悪天 GPV では 2007 年 11月から (松下 2007) 予測している ⁴。しかし、GSM 航空悪天 GPV の積乱雲の雲頂高度(以下、GSM 積乱 雲頂高度) は実況に比べて低めに予測されるなど、予 測精度が十分ではなかった。そこで、GSM 積乱雲頂高 度予測の改良を行い、2017年5月25日00UTC初期 値より導入した。

本節では、GSM 着氷指数の開発と、GSM 積乱雲頂高度予測の改良について述べる。まず、第 4.3.2 項でGSM 着氷指数の開発について、計算手法、検証結果と予測事例を示す。次に、第 4.3.3 項で GSM 積乱雲頂高度予測の改良について、改良前の計算手法と問題点を述べ、その改良点や検証結果と予測事例を示す。最後に、第 4.3.4 項でまとめと今後の課題を述べる。

4.3.2 GSM 着氷指数の開発

(1) 計算手法

着氷は主に氷点下の機体表面に水蒸気が昇華してで きる着氷と、過冷却水滴が機体に衝突して凍結する着 水に大別される⁵。日本付近で発生する着氷は過冷却水滴が主な原因である (中山 1996)。過冷却水滴による着氷の正確な予測には、気温、相対湿度、水滴のサイズの予測が重要となる。一般に過冷却水滴は -20~0°Cで多く存在し、相対湿度が高いと水滴の量が多くなり、氷がより早く機体表面に蓄積するので危険である。また、大きな水滴は小さな水滴よりも航空機周辺の気流の影響を受けにくいので、水滴のサイズが大きいほど機体表面に衝突しやすくなる。しかし、水滴のサイズを正確に予測することは現状では難しいため、気温と湿数の予測と並以上の着氷⁶の観測頻度に基づいた指数を作成することで、並以上の着氷に対する予測を行う。

MSM 航空悪天 GPV では、各航空機観測 (PIREP, ARS, C-PIREP⁷) で報じられた着氷の実況と、直近の初期値の MSM の気温および湿数の予測値を用いてデータにフィッティングする関数(当てはめ関数)を求め、この当てはめ関数から着氷指数を計算している (工藤 2008)。GSM 着氷指数についても、MSM 着氷指数と同じ手法を用いて作成する。なお、着氷は基本的に雲の中で発生するので、晴天 (Clear) と報じられた通報は除外する。

まず着氷の実況と、直近の初期値の GSM の気温および湿数の予測値を用いて当てはめ関数を求める。図 4.3.1 が気温と並以上の着氷頻度の関係、図 4.3.2 が湿数と並以上の着氷頻度の関係である。統計期間は 2013 年 12 月から 2015 年 11 月で、2014 年 11 月までは試験データを含む GSM1403 (米原 2014) のデータを、2014 年 12 月以降は GSM1603 (米原 2016) の試験データを用いた。気温が -8 °C 付近と、湿数が 0 °C に近いほど着氷の発生頻度が多くなっていることが分かる。これらの頻度分布から、気温 (T [°C]) に対する頻度を

頻度 =
$$\frac{-1.6 \times 10^6 \times (T-3)^{-5}}{\exp\{-55.3/(T-3)\} - 1}$$

という関数で、湿数(気温 – 露点温度 : $T-T_d$ [°C]) に対する頻度を

頻度 =
$$\frac{0.75}{(T - T_d + 1)^{1.7}}$$

 5 他にも、氷晶がエンジンの熱により部分的に溶融し、エンジン内部に付着して表面温度を下げ再凍結する氷晶着氷 (ICI:Ice Crystal Icing) と呼ばれる着氷があり、-30 °C 以下の低温でも発生する場合がある (Mason 2007)。

6 航空機から報告される着氷の階級には、弱、並、強があり (FAA 2015)、航空機の運航に影響を及ぼすのは並以上の着 氷である。

⁷ PIREP (Pilot Report) は、国内飛行のための機上観測報告で、各国又は機関(軍)で定めた形式を用いて報告される。ARS (Special Air—Reports) は、航空気象官署が機長等から収集した航空機気象観測報告を気象庁予報部宛てに行う通報である。C-PIREP (Common-PIREP) は、従来各航空会社内でのみ利用されていた PIREP(カンパニー PIREP)を、国土交通省航空局のシステムで集約して形式を統一したPIREPである。

¹ 井藤 智史(予報課 航空予報室)

 $^{^2}$ 他に乱気流も挙げられるが、乱気流については井藤 (2016) を参照。

³ 航空機が積乱雲を回避するには、水平方向に避けるか積乱 雲の雲頂より高い高度を飛行する方法があり、積乱雲の雲頂 高度は重要な情報となる。

⁴ GSM 航空悪天 GPV ではこの方法による予測以前から、 特定高度 (850, 700, 500, 300 hPa) の相対湿度の値および 400 hPa の上昇流の強さに応じて、積乱雲の雲頂高度を予測 していた (予報部数値予報課 1988)。

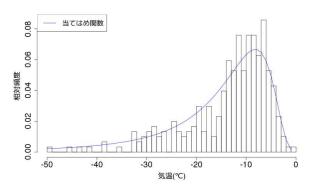


図 4.3.1 2013 年 12 月から 2015 年 11 月の並以上の着氷頻 度と直近の GSM で予測された気温の関係。棒グラフが着 氷の相対頻度、青線が当てはめ関数。

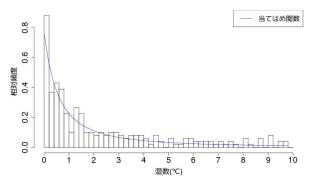


図 4.3.2 図 4.3.1 と同じ。ただし、横軸は GSM で予測され た湿数。

という関数で当てはめる。気温についてはプランク分布を参考に、湿数については湿数の逆数のべき乗で当てはめた。着氷指数はこれら2つの式を掛け合わせ、最大値が100になるような規格化定数 Cを掛けたものとする。すなわち、

着氷指数 =
$$C \times \frac{-1.6 \times 10^6 \times (T-3)^{-5}}{\exp\{-55.3/(T-3)\} - 1} \times \frac{0.75}{(T-T_d+1)^{1.7}}$$

とする。ただし、気温が 2°Cより 高い場合は着氷が起こることはほとんどない 8 ので、気温の予測値が 2°Cより 高い場合は着氷指数は 0 とする。

(2) 検証結果

着氷指数の統計検証の結果を示す。検証に用いる実 況データは、PIREP、ARS、C-PIREPによる着氷の通 報を用いる。計算式作成時と同じように、Clearと報じ られた通報は除外する。検証期間は GSM 着氷指数の 作成に利用した期間とは独立な 2015 年 12 月から 2016 年 11 月とする。モデルは試験データを含む GSM1603 で、初期値は 12UTC のみを用い、FT=6~27 で検証 した。比較のために MSM 着氷指数の検証結果も示す。

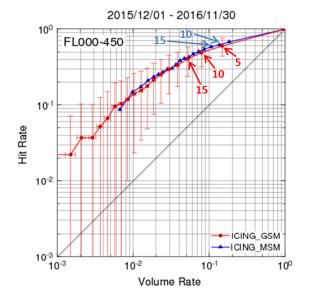


図 4.3.3 2015 年 12 月から 2016 年 11 月の並以上の着氷に対する着氷指数の閾値別の予測精度。検証領域は日本周辺で、高度は FL000~450 である。横軸は体積率、縦軸は捕捉率を示す。 GSM 着氷指数 (ICING_GSM) は赤色、MSM 着氷指数 (ICING_MSM) は青色で示し、それぞれの指数の閾値に対応する数字をいくつか図中に示す。 GSM のエラーバーはブートストラップ法による 95%信頼区間を示す。

MSM の初期値は 15UTC のみを用い、 $FT=3\sim24$ で検証した。検証領域は日本周辺で、高度は $FL000\sim450^9$ とした。

図4.3.3に、着氷指数の閾値を変化させて並以上の着 氷を予測した場合の捕捉率 (Hit Rate) と体積率 (Volume Rate) を示す(付録 D.3.5, D.3.6)。体積率が等 しい予測を比べた場合には捕捉率が大きいほど着氷の 実況を多く捕らえた良い予測であり、捕捉率が等しい 予測を比べた場合には体積率が小さいほど予測領域を 限定した良い予測と言えるため、図では線が左上にあ るほど予測精度が高い。図から GSM 着氷指数は概ね MSM 着氷指数と同じ程度の予測精度があることが分 かる。ただし、同じ閾値で比べた場合、GSM 着氷指 数の体積率は、MSM 着氷指数よりも小さくなってい る ¹⁰。MSM 着氷指数では、値が 15 以上となる領域を 並以上の着氷の目安として予測に利用しているが、同 じような体積率を得るためには、GSM 着氷指数の値が 10 以上となる領域を並以上の着氷の目安とする必要が ある。

 $^{^8}$ 気温が $0\,^\circ\mathrm{C}$ より 少し 高い場合でも、機体表面からの蒸発 や機体による 気流の乱れで 気圧が低下し、温度が下がる 場合があることが知られている。

⁹ 国際標準大気での気圧高度で、フライトレベルを示す。 「FL010」などと"FL"に続けて 100 フィート (ft) 単位の 数値で表される。1 ft≃0.3048 m。

¹⁰ 例えば閾値が 15 の場合、MSM 着氷指数の体積率は約 0.1 となっているが、GSM 着氷指数の体積率は約 0.05 となって いる。

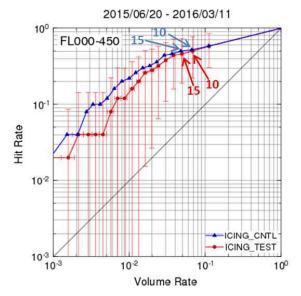


図 4.3.4 図 4.3.3 と同じ。ただし、検証期間は 2015 年 6 月 20 日から 2016 年 3 月 11 日で、青色が GSM1603 (IC-ING_CNTL)、赤色が GSM1705 (ICING_TEST) の検証 結果。

GSM1705での検証結果

GSMのモデル更新に伴う影響を見るため、GSM1705 (第1.1節)を用いた着氷指数の検証結果を図4.3.4に示 す。当てはめ関数は GSM1603 で作成したものを用い ている。検証期間は2015年6月20日から2016年3月 11日である。図から、高めの閾値では GSM1705を用 いた着氷指数の予測精度が悪化しており、同じ閾値で 比べると、体積率はあまり変わらないが、捕捉率が減少 していることが分かる。実際にいくつかの予測事例を 見ると、前線近傍での相対湿度の予測特性が GSM1603 と GSM1705で変わり、GSM1603を用いた着氷指数で は予測できていたが、GSM1705を用いた着氷指数で は予測できなくなった事例があった(図略)。ただし、 今回の検証の期間は短く事例数も少ないため、今後事 例数の蓄積を待ち、改めて GSM1705 を用いた着氷指 数の予測精度を検証したい。また、必要であれば当て はめ関数を GSM1705 で作成し、着氷指数の計算式の 再作成を行いたい。

(3) 予測事例

並以上の着氷が複数観測された事例を 2 例示す。ここで示す GSM 着氷指数は、GSM1705を用いた着氷指数である。

寒冷前線近傍での着氷

図 4.3.5 と図 4.3.6 に 2016 年 12 月 22 日 06UTC の アジア太平洋地上天気図と赤外画像を示す。日本海に 低気圧があり、低気圧からのびる寒冷前線が西日本を 通過している。赤外画像では、日本付近は広く 雲に覆 われており、寒冷前線付近では活発な対流雲が見られる。図 4.3.7 に同じ時刻の前後 1 時間以内に観測され

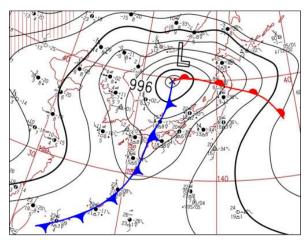


図 4.3.5 2016 年 12 月 22 日 06UTC のアジア太平洋地上天 気図。日本周辺を拡大して表示。

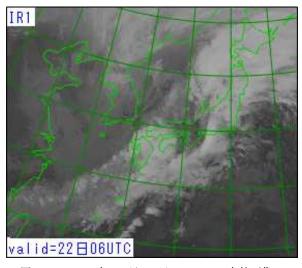


図 4.3.6 2016 年 12 月 22 日 06UTC の赤外画像。

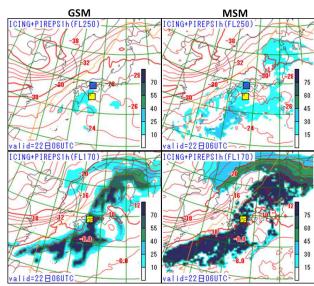


図 4.3.7 2016 年 12 月 22 日 00UTC 初期値の FT=6 における GSM 着氷指数(左)と、MSM 着氷指数(右)。上段が FL250、下段が FL170 の予測値である。GSM 着氷指数は 10 以上、MSM 着氷指数は 15 以上から着色している。赤線は気温の予測を示す。図中の四角は対象時刻の前後 1 時間以内に観測された着氷の実況で、黄色が並、青色が弱の着氷を示す。

た着氷の実況(図中の四角)と、2016年12月22日00UTC初期値のGSM着氷指数(左)と、MSM着氷指数(右)を示す。寒冷前線近傍の四国付近において、FL170~250で並の着氷を観測した。この時のGSM着氷指数の予測は、全体的にMSM着氷指数に比べて弱めの予測となっているが、観測された着氷を捕捉できている。

冬型降水時の着氷

図 4.3.8と図 4.3.9 に 2016 年 1 月 24 日 06UTC のア ジア太平洋地上天気図と可視画像を示す。日本付近は 冬型の気圧配置となっており、九州北部から沖縄付近ま で筋状の対流雲が見られる。また、レーダーでも対流雲 に対応するエコーが観測されていた(図略)。図4.3.10 に、図 4.3.9 と同じ日の 09UTC(上段) と 03UTC(下 段)について、前後1時間30分以内に観測された着 氷の実況と、2016年1月23日18UTC初期値のGSM 着氷指数(左)と、MSM 着氷指数(右)を示す。ま た、それぞれの気温の予測値を赤線で示す。筋状の対 流雲がかかっている沖縄付近の FL050 で強の着氷を、 九州北部の FL130 で並の着氷を観測した。この時の着 氷指数の予測は、GSMと MSM ともに FL050 の着氷 は予測できているが、FL130で観測された着氷は予測 できていない。FL130での気温の予測はともに -30°C 程度となっているが、図 4.3.1 で見たように、気温が -30°C以下になると着氷の頻度は大きく下がる。統計 手法を用いた場合、一般に頻度の低い現象の予測は過 少となるため、現在の着氷指数の予測手法では −30°C 以下で予測が不十分となる場合が多いことに注意が必 要である。

4.3.3 GSM 積乱雲頂高度予測の改良

(1) 計算手法

GSM 積乱雲頂高度予測は、MSM 積乱雲頂高度予測 (工藤 2009) と同じように、パーセル法に基づく診断法 で計算している。予測手順を以下に示す。

- 1. モデルの降水量予測から、対流雲が発生する可能性のある格子点を求める。
- 2. その格子点で、地表から約50 hPa分の平均的な気 塊を持ち上げ凝結高度 (LCL:Lifted Condensation Level) まで乾燥断熱的に持ち上げる。
- 3. LCLでの気塊の仮温度に摂動項を加えた値が LCL での大気の仮温度よりも高い場合、その格子点で 対流雲が発生すると判定する。
- 4. 対流雲が発生すると判定された場合、LCLから気塊を湿潤断熱的に持ち上げ、ある高さでの大気の上昇流が負になるか、摂動項を加えた気塊の仮温度が大気の仮温度よりも低くなる高度を、対流雲の雲頂高度とする。
- 5. 対流雲の雲頂気温と LCL での気温の差 (Δ T [K]) から、その対流雲が積乱雲であるかどうかを判別 する。

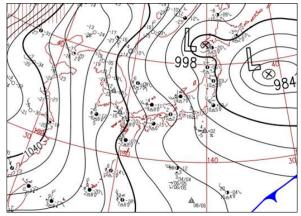


図 4.3.8 2016 年 1 月 24 日 06UTC のアジア太平洋地上天 気図。日本周辺を拡大して表示。

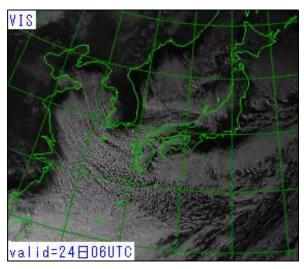


図 4.3.9 2016 年 1 月 24 日 06UTC の可視画像。

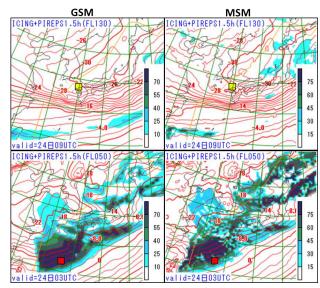


図 4.3.10 2016 年 1 月 23 日 18UTC 初期値の GSM 着氷指数(左)と、MSM 着氷指数(右)。上段が FT=15、下段が FT=9 で、それぞれ FL130, FL050 の予測値である。 GSM 着氷指数は 10 以上、MSM 着氷指数は 15 以上から着色している。赤線は気温の予測を示す。図中の四角は対象時刻の前後 1 時間 30 分以内に観測された着氷の実況で、赤色が強、黄色が並の着氷を示す。

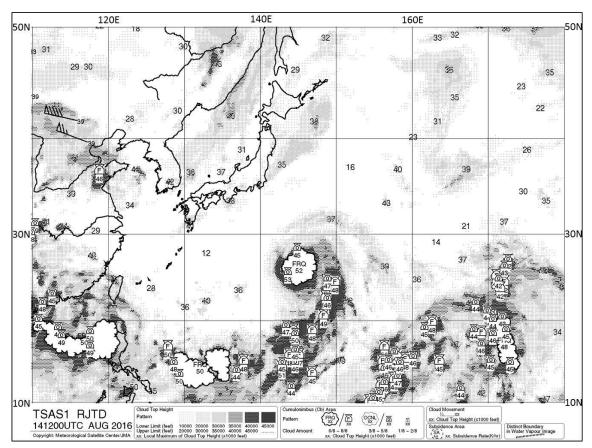


図 4.3.11 2016 年 8 月 14 日 12UTC の広域雲解析情報図 (TSAS1)。日本周辺を拡大して表示。

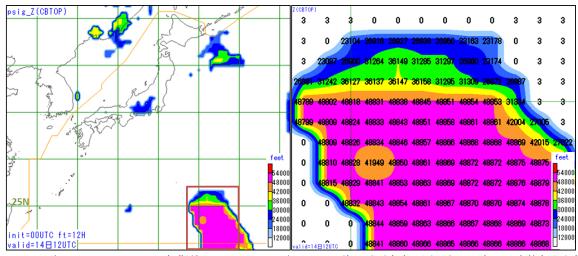


図 4.3.12 2016 年 8 月 14 日 00UTC 初期値の FT=12 における GSM 積乱雲頂高度予測。右図は左図の赤枠部分を拡大し、 GSM 積乱雲頂高度予測の格子点値 [ft] を表示。

予測手順 3 で、LCL での気塊の仮温度に加える摂動項は、MSM で用いられている Kain-Fritsch スキーム (成田 2008)を参考に、上昇流の強さに応じた摂動項と、水蒸気に応じた摂動項を与えている。摂動の大きさは最適化係数と呼んでいるパラメータで調整しており、上昇流の強さに応じた摂動項の最適化係数を c_1 、水蒸気に応じた摂動項の最適化係数を c_2 とする (工藤 2009)。 c_1 と c_2 が大きいほど摂動項が大きくなるようにしているため、 c_1 と c_2 を大きくすると対流雲として判定されやすくなり、雲頂高度も高く予測されやすく

表 4.3.1 改良前の最適化係数 (c_1, c_2)

緯度	25°N (S)より北(南)	25°S –25°N
c_1	0.60	1.00
c_2	0.75	1.25

なる。改良前は熱帯域 $(25^{\circ}\text{S}-25^{\circ}\text{N})$ では $c_1=1.0$ で、 25°N (S) より 北(南) では $c_1=0.6$ とし、 c_2 は全領域で c_1 の 1.25 倍としていた (表 4.3.1)。熱帯域で最適化係数が大きくなるように調整していたのは、熱帯域の方が雲頂高度が高くなりやすいためである。

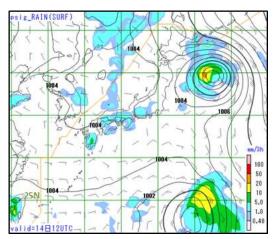


図 4.3.13 2016 年 8 月 14 日 00UTC 初期値の FT=12 における GSM の前 3 時間降水量、海面更正気圧、地上風の予測。

(2) 問題点

積乱雲頂高度予測の上限

積乱雲頂高度の予測手順 $2\sim4$ の判定には約 50 hPa 毎の気温の平均値を 1 層として計算に用いているが、地表から 15 層までしか計算を行っていなかったため、積乱雲頂高度の予測値が 50,000 ft を超えることはなかった。事例として、図 4.3.11 に 2016 年 8 月 14 日 12UTC の広域雲解析情報図 (TSAS1) を、図 4.3.12 に同じ時刻のGSM 積乱雲頂高度予測を示す。この時刻は日本の南の海上に台風第 7 号があり(中心位置: 25.1° N, 144.3° E)、TSAS1 では台風の中心付近で 52,000 ft の積乱雲が解析されていた。一方で、GSM 積乱雲頂高度予測を見ると、台風周辺の広い範囲で 48,000 ft 程度の予測はされているが、50,000 ft を超える予測はされていないことが分かる 11 。

25 N (S) での積乱雲頂高度予測の不連続

最適化係数 c_1 と c_2 は、25°N (S) を境にして値を変えていることを述べたが、この影響で 25°N で積乱雲頂高度予測が不連続となる場合があった。先ほどの事例の積乱雲頂高度の予測(図 4.3.12)を詳しく見ると、25°N より南では 48,000 ft 程度の予測だが、25°N より北では最大でも 36,000 ft 程度の予測しかされていない。これは TSAS1 で 25°N より北でも 52,000 ft と解析されていることや、図 4.3.13 の GSM の降水量予測が 25°N より北でも強い降水を予測していることと比べても、やや不自然な予測となっている。

積乱雲判定の予測頻度過大と積乱雲頂高度予測の負バ イアス

従来の予測手法による月毎の検証結果を図 4.3.14 に 示す。実況には衛星観測による雲型判別と積乱雲頂高 度を用いた。検証期間は2015年7月7日から2016年6 月30日で、モデルは試験データを含む GSM1603 であ る。検証領域は日本付近 (25°N -45°N, 114°E -180°E) と熱帯付近 (0°N -25°N, 114°E -180°E) とした。最適 化係数を 25°N を境にして値を変えているため、この ような検証領域に分割している。積乱雲判定(図上段) については、実況は衛星観測の雲型が積乱雲と判定さ れた場合に積乱雲あり、それ以外の雲型の場合に積乱 雲なしとし、予測は積乱雲頂高度予測の予測手順5で 積乱雲と判定された場合を積乱雲あり、それ以外を積 乱雲なしとして分割表(付録 D.3.1)を作成し、エクイ タブルスレットスコア (ETS) とバイアススコア (BI) を求めた。BI は日本付近と熱帯付近ともに 1より 大き く、予測頻度が過大となっており、特に冬季に顕著で あることが分かる。また、ETSについても夏季の方が 精度が良く、冬季に悪くなっていることが分かる。積 乱雲頂高度予測(図下段)については、平均誤差 (ME) は 6,000~11,000 ft 程度の負バイアスがあり、二乗平均 平方根誤差 (RMSE) も 8,000~14,000 ft 程度となって いる。日本付近では積乱雲頂高度の高くなりやすい夏 季に負バイアスが大きくなり、積乱雲頂高度の低くな りやすい冬季にやや負バイアスが軽減している。

(3) 改良点

積乱雲頂高度予測の上限

従来は、地表から約50 hPa 毎に最大15 層まで気温の 平均値を求めていたが、層の取り方を変更し、200 hPa より下層は約50 hPa 毎に、200 hPaより上層では約 30 hPa 毎に平均を取り、合計で最大 18 層まで計算 するようにした。これにより、積乱雲頂高度の予測は 60,000 ft 程度まで計算できるようになった。単純に約 50 hPa 毎に最大16 層まで計算するようにしなかった のは、15 層目と16 層目の差が12,000 ftとかなり大き くなってしまうためである。上層を約30 hPa 毎に細 かくすることで、層毎の高度差が最大でも6,000 ftと なる。

25 N (S) での積乱雲頂高度予測の不連続

従来は、25°N (S) で最適化係数 c_1 と c_2 を変更していたが、領域での層別化を止めて、-10 °C 面高度で最適化係数を層別化するように変更した(表 4.3.2)。-10 °C 面高度が 4 km 以下、4–6 km、6 km 以上の3つに層別化し、4 km 以下では c_1 =0.7、4–6 km では c_1 =0.8、6 km 以上では c_1 =1.1 とし、 c_2 についてはこれまでと同様に c_1 の 1.25 倍とした。この変更により、25°N (S) を境にした不連続は解消された。また、層別化を 3つにしたことで最適化係数の層毎の差が改良前よりも小さくなったため、-10 °C 面高度が 4 km 2 6 km での不連続についてはあまり目立たないことも確認している。

図 4.3.15 に上限を 18 層まで計算するようにし、最適 化係数の層別化を変更した GSM 積乱雲頂高度予測の

¹¹ ただし、現在の航空機は 40,000 ft を超えて飛行すること はほとんどないので、48,000 ft 程度の予測でも大きな問題 はない。

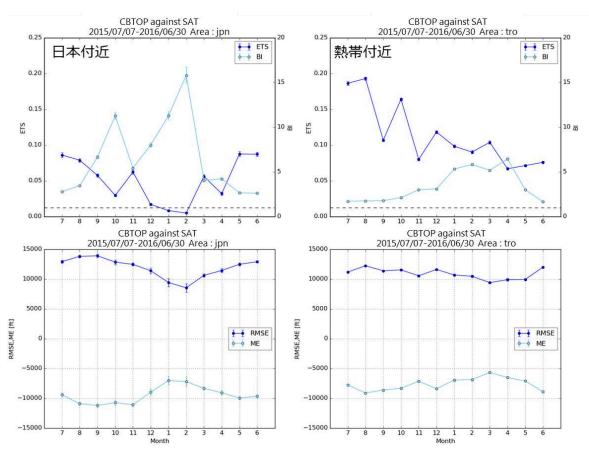


図 4.3.14 2015 年 7 月 7 日から 2016 年 6 月 30 日までの積乱雲頂高度予測の月毎の検証結果。上段が衛星観測の雲型判別を実況とした積乱雲判定予測の ETS(青色実線、左軸)と BI(水色実線、右軸)、下段が衛星観測の積乱雲頂高度を実況とした積乱雲頂高度予測の RMSE(青色実線)と ME(水色実線)。上段の黒点線は BI=1を示す。左が日本付近 (25°N -45°N, 114°E - 180°E)、右が熱帯付近 (0°N -25°N, 114°E -180°E)の検証結果。エラーバーはブートストラップ法による 95%信頼区間を示す。

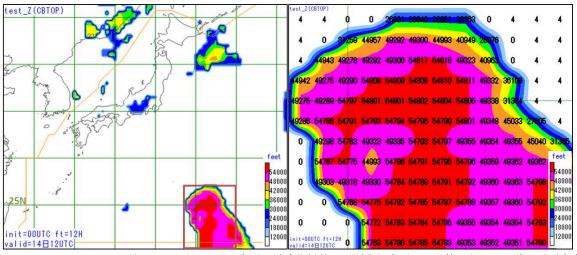


図 4.3.15 図 4.3.12 と同じ。ただし、上限を 18 層に変更し最適化係数の層別化を変更して計算した GSM 積乱雲頂高度予測。

結果を示す。改良前は 49,000 ft 以下しか予測されていなかったが、改良後は 54,000 ft まで計算されており、TSAS1 の解析値に近づいていることが分かる。また、25°N での予測の不連続も解消していることが分かる。

表 4.3.2 改良後の最適化係数 (c_1, c_2)

−10 °C 面高度	4 km 以下	4–6 km	6 km 以上
c_1	0.700	0.80	1.100
c_2	0.875	1.0	1.375

表 4.3.3 改良前の対流雲・積乱雲判定条件

前3時間降水量	≥0.3 mm
ΔT	≥25 K

表 4.3.4 改良後の対流雲・積乱雲判定条件

		12 111-1-11 1 1 1 1 1 1	-11
−10 °C 面高度	4 km 以下	4–6 km	6 km 以上
前 3 時間降水量	≥0.8 mm	≥1.2 mm	≥1.4 mm
SSI(925–700 hPa)		≤1.2	
ΔT	≥26 K	≥28 K	≥30 K

積乱雲判定の予測頻度過大と積乱雲頂高度予測の負バ イアス

熱帯域の-10°C面高度は概ね6km以上となり、中緯度域では概ね6km以下となる。それぞれの領域に対応する最適化係数の値は、表4.3.1と表4.3.2の比較から分かる通り、変更前と比べて大きくなるようにした。この変更により、積乱雲頂高度予測は変更前より高めになり、予測の負バイアスは軽減した。また、積乱雲頂高度予測の上限を18層までに変更したことも、予測の負バイアス軽減につながった。

しかし、最適化係数を大きくすると積乱雲と判定され やすくなるので、予測頻度は増えることになる。元々予 測頻度は過大だったため、予測頻度を減らす改良を新た に加える必要がある。そこで予測手順1について、従来 はモデルの前3時間降水量が0.3 mm以上の場合に対流 雲が発生する可能性があると判定していたが、−10°C 面高度が 4 km 以下では前 3 時間降水量が 0.8 mm 以上、 4-6 km では 1.2 mm 以上、6 km 以上では 1.4 mm 以上 で対流雲が発生すると判定するように変更した。また、 ショワルター安定指数 (SSI, 925-700 hPa) による判定 も新たに追加し、SSIが 1.2 以下の時に対流雲が発生す ると判定するようにした。SSI (850-500 hPa) も試し たが精度は変わらなかったことや、SSI (925-700 hPa) の場合 −10°C 面高度に依らず同じ 閾値で判定しても 精度が変わらなかったことから、SSI (925-700 hPa) を 用いることにした。これらの変更により、従来よりも 大気の状態が不安定になる時に対流雲が発生すると判 定されるようになった。次に、予測手順5について、 従来は ΔT が 25 K 以上の場合に積乱雲と判定してい たが、-10 °C 面高度が 4 km 以下では ΔT が 26 K 以 上、4-6 km では28 K以上、6 km 以上では30 K以上 の場合に積乱雲と判定するように変更した。この変更 により、従来よりも対流雲が発達する場合に積乱雲と 判定されるようになった。

改良前と改良後の対流雲・積乱雲判定条件を表 4.3.3 と表 4.3.4 に示す。

(4) 検証結果

改良後の検証結果を図 4.3.16 に示す。検証期間は最 適化係数等の調整を行った期間とは独立な 2016 年 7 月 1日から 2017年5月25日とし、モデルは GSM1603 である。積乱雲判定の BI を見ると、改良前は日本付 近と熱帯付近ともに1より大きく、予測頻度が過大と なっているが、改良後は日本付近と熱帯付近ともに1 に近づいており、予測頻度過大傾向が軽減されている。 また、ETSについても改良後の方が全ての月で精度が 向上しているのが分かる。積乱雲頂高度予測は、改良 前は 6,000~11,000 ft 程度の負バイアスがあり、RMSE も 8,000~14,000 ft 程度となっていたが、改良後は日 本付近と熱帯付近ともに 3,000~7,000 ft 程度の負バイ アスに軽減されており、RMSE も 7,000~11,000 ft 程 度まで誤差が縮小している。さらに改良前は日本付近 で夏季に負バイアスが大きく、冬季に負バイアスが小 さくなるという季節変動があったが、改良後は季節に よらず概ね同じほどのバイアスとなっている。これは -10 °C 面高度で層別化することにより、季節変動に 対応した予測ができるようになったためである。

GSM1705 での検証結果

GSMのモデル更新に伴う影響を見るため、GSM1705を用いた積乱雲頂高度予測の検証結果を図 4.3.17 に示す。検証期間は 2015 年 7 月 7 日から 2016 年 3 月 11 日である。積乱雲判別については、日本付近、熱帯付近ともにあまり変化はないが、積乱雲頂高度予測については、GSM1705 で負バイアスがやや軽減し、RMSEもやや減少していることが分かる。ただし、改善した理由ははっきりとは分かっていない。

(5) 予測事例

台風と低気圧に伴う積乱雲の予測

2016 年 9 月 2 日 06UTC のアジア太平洋地上天気図 を図 4.3.18 に示す。九州の南海上に台風第 12 号があ り、マリアナ諸島周辺には低気圧が解析されている。 同じ時刻の TSAS1を図 4.3.19 に示す。台風の中心付 近では 49,000 ft の積乱雲を解析しており、九州の西海 上では 42,000 ft の積乱雲を解析している(図青枠)。 また、マリアナ諸島周辺の低気圧近傍でも 45,000 ft 前 後の積乱雲が解析されている(図赤枠)。2日00UTC 初期値の FT=6 における GSM 積乱雲頂高度予測を図 4.3.20 に示す。青枠で囲んだ領域に着目すると、改良 前の予測 (CNTL) では台風の中心付近で 36,000 ft 程 度の予測だが、改良後の予測 (TEST) では 48,000 ft 以 上の予測となっており、解析値に近くなっている。九 州西海上の積乱雲については、CNTLで 42,000 ft 以 下だった予測が、TEST で 48,000 ft 以上となり、解析 値に比べるとやや高い。しかし、予測領域は CNTL が やや広めに出ているのに対して、TESTでは解析に近 い領域での予測となっている。次に赤枠の領域に着目 すると、雲頂高度の予測は CNTLと TEST であまり 変わらないが、予測領域は TEST の方が狭くなってい る。TEST の方が TSAS1 の解析に近くなっており、積 乱雲判定の精度が上がっていることが分かる。

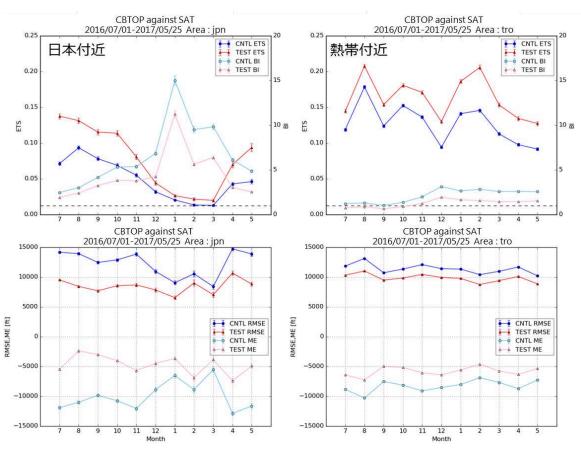


図 4.3.16 図 4.3.14 と同じ。ただし、検証期間は 2016 年 7 月 1 日から 2017 年 5 月 25 日で、青と水色線が改良前 (CNTL)、赤と桃色線が改良後 (TEST) の検証結果。

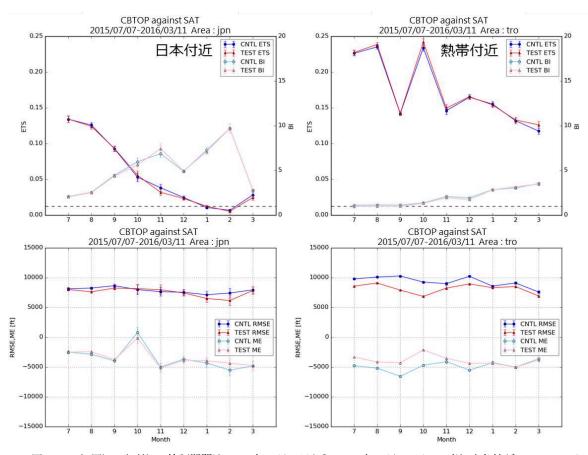


図 4.3.17 図 4.3.14と同じ。ただし、検証期間は 2015 年 7 月 7 日から 2016 年 3 月 11 日で、青と水色線が GSM1603 (CNTL)、赤と桃色線が GSM1705 (TEST) の検証結果。

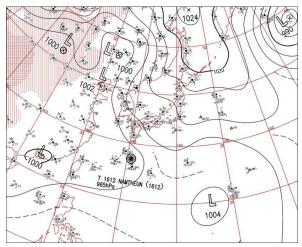


図 4.3.18 2016 年 9 月 2 日 06UTC のアジア太平洋地上天 気図。日本周辺を拡大して表示。

4.3.4 まとめと今後の課題

2017 年 5 月 25 日 00UTC 初期値より、GSM 着氷指数の作成を開始し、同時に GSM 積乱雲頂高度予測の改良を行った。GSM 着氷指数については、MSM 着氷指数と比べて値が小さめに予測されるものの、並以上の着氷の目安として、10 以上を閾値とすると、概ねMSM 着氷指数と同じ精度で予測することができる。GSM 積乱雲頂高度予測については、従来は 50,000 ftを超える予測はできなかったが、層の取り方の変更により 60,000 ft 程度まで予測ができるようになった。さらに、25°N (S) で予測が不連続となる場合があったが、層別化の変更により解消した。また、予測頻度過大傾向や、雲頂高度予測の負バイアスについても最適化係数の調整等により軽減することができた。

今後の課題としては、GSM 着氷指数については、冬型降水時の着氷の予測事例で見たように、-30°C 付近の低温時での予測精度向上が挙げられる。また、第4.3.2 項(1)の脚注で述べた、-30°C 以下でも発生する ICI については、過冷却水滴による着氷をターゲットにした現在の着氷指数では予測が困難であるので、今後 ICI について調査を行い予測手法の確立に努めたい。GSM 積乱雲頂高度予測については、予測頻度過大や雲頂高度予測の負バイアスは軽減したものの、依然として日本付近での予測頻度過大傾向と日本や熱帯付近での雲頂高度予測の負バイアスは残っているため、今後も継続して改良に取り組む必要がある。

参考文献

- 井藤智史, 2016: GSM 乱気流指数の改良. 平成 28 年度 数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 69-76.
- 工藤淳, 2007: 国内航空用悪天 GPV の積乱雲予測手法の開発. 航空気象ノート第 66 号, 11–18.
- 工藤淳, 2008: 国内航空悪天 GPV. 平成 20 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 92-98.

- 工藤淳, 2009: 国内航空悪天 GPV の積乱雲予測手法の 改良. 航空気象ノート第 69 号, 1-8.
- 中山章, 1996: 最新航空気象. 東京堂出版, 73-87.
- 成田正巳, 2008: Kain-Fritsch スキームの改良とパラメータの調整. 数値予報課報告・別冊 54号, 気象庁予報部, 103-111.
- 松下泰広, 2007: 全球航空悪天 GPV および北太平洋航空悪天 GPV. 平成 19 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 84–86.
- 米原仁, 2014: 変更の概要. 平成 26 年度数値予報研修 テキスト, 気象庁予報部, 1-3.
- 米原仁, 2016: 全球数値予報システムの物理過程改良の 概要. 平成 28 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予 報部, 1-3.
- 予報部数値予報課, 1988: 国際航空用悪天予想図について. 測候時報, **55**, 1-16.
- FAA, 2015: PIREPs Relating to Airframe Icing. Aeronautical Information Manual, Federal Aviation Administration, 7–1–40.
- Mason, J., 2007: Engine Power Loss in Ice Crystal Conditions. *Boeing Aero fourth quarter*, 12–17.

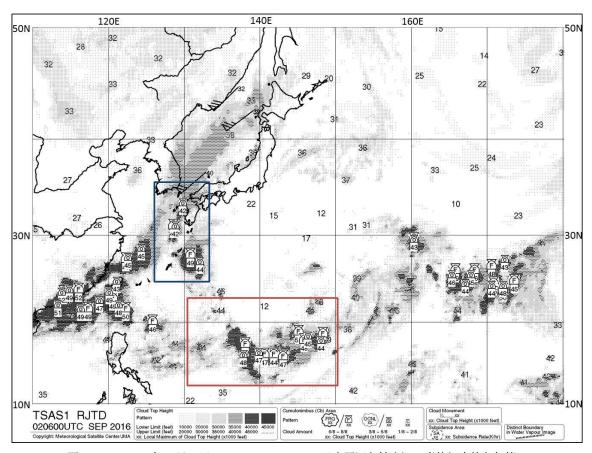


図 4.3.19 2016 年 9 月 2 日 06UTC の TSAS1。日本周辺を拡大し、青枠と赤枠を加筆。

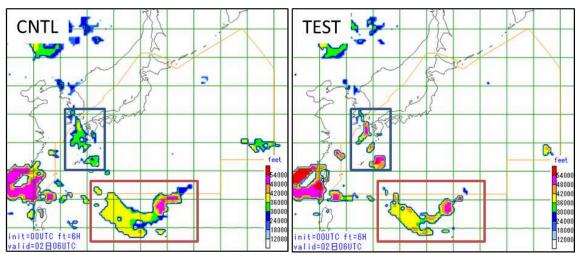


図 4.3.20 2016 年 9 月 2 日 00UTC 初期値の FT=6 における GSM 積乱雲頂高度予測。左図が改良前の予測 (CNTL) 、右図が改良後の予測 (TEST) 。 青枠と 赤枠は図 4.3.19 と同じ領域を示す。

第5章 第10世代数値解析予報システム

5.1 概要1

我が国における数値予報の歴史は 1959 年(昭和 34 年)に遡る。気象庁は同年に官公庁として初めて科学 計算用の大型コンピュータを導入し、数値予報業務を 開始した。その後、コンピュータの技術革新の成果を 反映させるべく、段階的にコンピュータシステムを更 新するとともに、数値予報技術の開発を継続的に行い、 今日では数値予報は気象予報業務の根幹となっている。 例えば、平成27年7月にとりまとめられた交通政策審 議会気象分科会提言「「新たなステージ」に対応した防 災気象情報と観測・予測技術のあり方(提言)」では、 「新たなステージ」として捉えるべき気象現象のうち、 わが国に大きな災害をもたらす集中豪雨及び台風につ いて、引き続き数値予報による予測精度向上を図る必 要があると指摘されている。現在利用しているスーパー コンピュータシステムは 2012年(平成 24年) 6月に 更新され、第9世代数値解析予報システム (NAPS9) 2 として稼働させている (室井 2011)。

このような状況等を踏まえて、早めの防災対策に必要な気象予測のため、集中豪雨の予測技術の向上と、台風強度予報の強化を目的として、計算能力を強化したスーパーコンピュータシステムを整備することとした。これにより、2018年(平成30年)にスーパーコンピュータシステムを更新し、第10世代数値解析予報システム(NAPS10)の運用を開始する予定である。

新しいスーパーコンピュータ本体は現スーパーコン ピュータと比較して、理論演算性能はおよそ 22 倍で あり、実効性能はおよそ 10 倍と評価されている。詳 細は第5.4節をご覧いただくこととして、開発におい ては、外国現業気象機関の成果を参考にすることもあ ることから、ここでは、それらのスーパーコンピュー タとの比較を簡単に紹介する。欧州中期予報センター (ECMWF)、英国気象局 (UKMO)、米国環境予測セン ター (NCEP) におけるスーパーコンピュータ本体の1 台あたり³の理論演算性能は、それぞれ 4249 TFLOPS (ECMWF), 3019 TFLOPS (UKMO), 2037 TFLOPS (NCEP) である 4 。NAPS10 のスーパーコンピュータ 本体の1台あたりの理論演算性能は9083 TFLOPSで あるから(第5.4節)導入時期の違いがあるものの、こ れらの気象機関と概ね同程度の計算機が当庁に導入さ れると言える。

NAPS10で予定している数値予報モデル等の仕様の 変更や開発計画の概要を本節では簡単に述べる。向上 したスーパーコンピュータの能力を活かして、数値予 報モデル等において、新規システムの運用開始や多く の仕様向上(水平分解能の高解像度化、鉛直層数の増 強、アンサンブル予報システムにおけるメンバー数の 増加、予報時間延長等)を予定している。特に大きな変 更として、現在部内試験運用を行っているメソアンサ ンブル予報システム (MEPS) の本運用開始及び全球モ デルの水平分解能の向上(約 20 km から約 13 km へ) が挙げられる。前者は、メソモデル (MSM) の予測に 対して信頼度・不確実性等の情報を付加し、複数の予 測により 大雨等の顕著現象の可能性を早い段階で予測 することを目指すものである。後者は、台風周辺の降 水や風等の予測の詳細化、精度向上を目指すものであ る。集中豪雨をもたらす線状降水帯や台風の強度の予 測は困難な課題であり、スーパーコンピュータの能力 を最大限活かして精度向上に努めていきたい。これら の新規システムの運用開始や仕様向上に対して、以下 の方針で取り組む予定である。

- 計算機更新時には現在運用している仕様変更を行 わずに移行する(この方針は2012年のNAPS9へ の更新時と同じ)。
- 予報時間延長の一部は計算機更新後速やかに実施 する。
- 計算機更新の1年後に MEPS の運用を開始する。
- 仕様向上に向けた開発は完了したものから順次導入する。

NAPS10における計画の詳細や開発の方向性については、第 5.2 節をご覧いただきたい。

アプリケーション(ガイダンス)についても同様に計算機更新時には現在運用している仕様をそのまま移行し、計算機更新後には数値予報の仕様向上にガイダンスを対応させる。また、MEPSといった新規システムに対応する新たなガイダンスについても開発が完了したものから順次導入する。詳細については第5.3節で紹介する。

参考文献

室井ちあし, 2011: 概要. 平成 23 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 56-60.

¹ 石田 純一

² 数値解析予報システム (NAPS) という名称は、現在では スーパーコンピュータシステムの正式名称では無いが、ここ では世代を明確に表現するためこの名称を用いる。

³ これらの気象機関においても当庁と同様に正副 2 台構成としている。

⁴ 2017 年 6 月発表の TOP500 (https://www.top500.org) による世界のコンピュータの性能ランキングより。

5.2 数值予報 1

5.2.1 数値予報の改良計画

数値予報の精度改善のためには、計算機更新後も継続的、段階的に改良を実施する必要がある。ここでは、第10世代数値解析予報システム (NAPS10) の運用中に予定している計画と今後の開発の方向性について紹介する。なお、ここで紹介する計画等は本原稿執筆時点(2017年9月) のものであるが、最新の知見や開発の進捗に応じて内容やスケジュールの変更がありうることに留意いただきたい。

5.2.2 仕様変更や新規システム導入に係る改良計画

NAPS10では強化された計算機能力を活かして数値 予報モデル等の高解像度化や予報時間の延長等を計画 している。以下にその詳細について述べる。表 5.2.1 に 現行システムの仕様(即ち、計算機更新直後の仕様)、 計算機更新の約1年後の仕様及び次期システムの最終 仕様を一覧としてまとめた。

(1) 全球モデル・全球アンサンブル予報システム

全球モデル (GSM) については、台風強度の予報期間が現在は3日先までであるところを5日先まで延長することに対応するため、現在の84時間予報(00,06,18UTC 初期時刻)を132時間予報へ延長する。その後さらに、現在は17時発表の週間予報の作成においては、全球アンサンブル予報システム (GEPS) のみが利用可能であるところ、GSMも併用できるようにするため、00UTC 初期時刻に対しては12UTC 初期時刻と同じく264時間予報へと延長する。発表予報を改善するためには、予報時間を延長した数値予報の精度や特性を把握する必要があることから、発表予報等の改善に先立って予報時間延長を行う計画である。特に、132時間予報への延長は計算機更新後早期に実施する計画である。

NAPS10におけるその他の大きな仕様の変更として、予測精度向上を目指して GSM 及び GEPS の水平分解能の高解像度化及び鉛直層数の増強を計画している。現在の GSM は水平格子間隔が約 20 km、鉛直層数は100層である。これを水平格子間隔を約13 km、鉛直層数を128層へと変更する計画である。また、GEPS はGSMと比較して水平分解能をおよそ半分とし、鉛直層数を揃えて運用している。この考え方は NAPS10でも変更せず、GEPS については水平格子間隔約 27 km、鉛直層数を 128層へと変更する計画である。さらに全球解析における 4 次元変分法のインナーモデルの水平分解能も高解像度化する計画である。また、GEPS のメンバー数を現行の 27 から 51 へと増強する。水平分解能の高解像度化及び鉛直層数の増強により、より小さなスケールの現象が表現可能となり、また、分解能の

制限に起因する誤差が減少することから、予測精度向上につながることが期待できる。しかし、石田 (2017)で述べたとおり、パラメタリゼーションに対して解像度に応じた新たな扱いを検討する必要があること等の理由により、仕様向上による効果を適切に引き出すためには多くの開発が必要になる。また、水平分解能の高解像度化の効果を発揮させるために、より高精度かつ安定なスキームが必要であること、さらに、高解像度化により力学過程で多用するノード間通信の比重が増して計算速度が遅くなる可能性があることから、力学過程の開発も行う必要がある。このような理由から、水平分解能の高解像度化や鉛直層数の増強に対しては、着実に開発を進め、NAPS10の運用期間の後半で導入する予定である。

(2) メソモデル・メソアンサンブル予報システム・局 地モデル・毎時大気解析

メソモデル (MSM) についても予報時間の延長を予 定している。MSM は 1 日 8 回 39 時間予報としてい るが、39時間より予報時間が長い予報や情報(現在は GSM を用いている) に対して、予報期間前半から後 半まで MSM による一貫した数値予報資料をも利用可 能にすることを目的として、1日2回(00UTC及び 12UTC) については予報時間を 51 時間に延長する。 これにより、まず、5時及び17時に発表する天気予報 での利用が考えられる。特に5時に発表する天気予報 (12UTC初期時刻の数値予報資料を利用することを想 定)では、現在の39時間予報では明日予報の全ての 時間をカバーすることができないが、51時間予報に延 長することによりカバーすることが可能となる。また、 航空予報においては、運航用飛行場予報 (TAF) の作成 の際にさらに先の時間まで確認できるようになる利点 や、台風など顕著現象が予想される場合に、TAF の予 報時間である 30 時間より 先の量的予想を求められる際 に利用することが考えられる。なお、MSMでは予報後 半には境界条件を与える GSM と予測特性が類似して くることが知られている (原 2016; 越智・石井 2013)。 予報時間を延長した MSM でも同様あるいはそれ以上 に予測特性が類似すると考えられることに注意が必要 である。MSM の予報時間延長は、実行スケジュール の確認や予測特性の確認(前述した想定とあまりにも 異ならないか等)が済んだ後に導入を図る。

局地モデル (LFM) は主として航空交通管理のための気象情報の提供での利用を念頭において、予報時間を9時間から10時間に延長する予定である。首都圏での気象情報の提供においては、通常は6時間先までの予測を提供しているが、時間帯によっては8時間程度先までの予測を求められることがあり、現在の9時間予報ではやや足りないといった事情があるためである。LFMの予報時間延長は、GSMの予報時間の132時間化と同様に計算機更新後早期に導入予定である。

114

¹ 石田 純一

表 5.2.1 主要な現業数値予報モデルの仕様等に係る改良計画。現行システムから変更になる部分を太字で示した。

	現行システム	次期システム	次期システム
		(更新の約1年後)	(最終時点)
全球モデル	20 km, 100 層	20 km, 100 層	13 km, 128 層
(GSM)	264 時間予報:1回/日	264 時間予報:1 回/日	264 時間予報:2 回/日
	(12UTC)	(12UTC)	(00, 12UTC $)$
	84 時間予報:3 回/日	132 時間予報:3 回/日	132 時間予報: 2 回/日
	(00, 06, 18UTC)	(00, 06, 18UTC)	(06, 18UTC)
全球アンサンブル	40 km, 100 層	40 km, 100 層	27 km, 128 層
予報システム*	27メンバー	27 メンバー	51 メンバー
(GEPS)	264 時間予報:2 回/日	264 時間予報:2 回/日	264 時間予報:2 回/日
	(00, 12UTC)	(00, 12UTC $)$	(00, 12UTC)
	132 時間予報:2回/日 **	132 時間予報:2 回/日 **	132 時間予報:2 回/日 **
	(06, 18UTC)	(06, 18UTC)	(06, 18UTC)
メソモデル	5 km, 76 層	5 km, 76 層	5 km, 96 層
(MSM)	39 時間予報:8回/日	39 時間予報:8回/日	51 時間予報: 2 回/日
	(00, 03, 06, 09,	(00, 03, 06, 09,	$(00, 12 \mathrm{UTC})$
	12, 15, 18, 21UTC)	12, 15, 18, 21UTC)	39 時間予報: 6 回/日
			(03, 06, 09, 15, 18, 21 UTC)
メソアンサンブル	5 km, 76 層	5 km, 76 層	5 km, 96 層
予報システム	11 メンバー	21 メンバー	21 メンバー
(MEPS)	39 時間予報:1 回/日	39 時間予報:4 回/日	39 時間予報: 4 回/日
	(18UTC)	$(00, 06, 12, 18 \mathrm{UTC})$	(00, 06, 12, 18UTC)
	部内試験運用	本運用	本運用
局地モデル	2 km, 58 層	2 km, 58 層	2 km, 76 層
(LFM)	9 時間予報: 24 回/日	10 時間予報:24 回/日	10 時間予報:24 回/日
毎時大気解析	5 km, 48 層	5 km, 48 層	2 km, 76 層
	24 回/日	24 回/日	48 回/日
備考	* ここでは、台風情報及び週間天気予報への支援に関わる情報のみを記述した。		
	** 全球アンサンブル予報システムの 06, 18UTC 初期時刻は 1 日 2 回を最大として、全般海		
	上予報区(赤道〜北緯60度、東経100~180度)内に台風が存在する、または同区内で24時		
	間以内に台風になると予想される熱帯低気圧が存在する場合、または、全般海上予報区外に		
	最大風速 34 ノット 以上の熱帯低気圧が存在し、24 時間以内に予報円または暴風警戒域が同		
	区内に入ると予想された場合に実行される。		

メソアンサンブル予報システム (MEPS) は MSM の 予測に対して信頼度・不確実性等の情報を付加することを目的 (小野 2016)として、これまで部内試験運用を行ってきたが、NAPS10において本運用を開始する。本原稿執筆時点(2017年9月)では、部内試験運用として、1日1回(18UTC初期時刻)で39時間予報を11メンバーで実施している。その目的のため、MEPSのコントロールランは MSM と完全に同一とし、摂動ランの仕様(予報領域、水平格子間隔、鉛直層数、モデルのスキームやパラメータ等)をコントロールランと同一とし、初期値摂動のみが異なるものとしている。本運用では増強された計算機資源を活かして、現在の1日1回から1日4回(00,06,12,18UTC)と高頻度化するとともに、メンバー数を21とする予定である。

これは計算機更新後1年後に導入を予定している。

その他の仕様向上として、精度向上に向けて MSM と LFM の鉛直層数を増強する。現在の MSM は 76 層であるところを 96 層に増強し、LFM の 58 層を 76 層とする。現時点では適切な鉛直層配置を検討しているところであるが、鉛直層数増強の狙いとして、MSM のモデルトップを上げること、最下層から 76 層までは MSM と LFM の鉛直層配置を一致させることを考えている。前者はデータ同化において、現在の MSM のモデルトップよりも高い高度に感度のあるチャンネルを持つ衛星データの有効活用を図るためである。後者については MSM と LFM の物理過程開発の効率化が理由として挙げられる。多くの物理過程は鉛直 1 次元で構成されており (原 2012)、鉛直 1 次元モデルによる

開発を重視している。しかし、鉛直層配置の違いが予測特性に大きな影響を及ぼすことが近年明らかになってきた。MSMと LFMでは多くの物理過程を共用しているため、両者の鉛直層配置が異なると開発が非効率である。そこで、鉛直層配置を同一とすることにより、鉛直 1 次元モデルによる開発成果を MSMと LFM の双方に反映させやすくなることをねらっている。また、鉛直層配置を同一とすることは、MSM から LFM に第一推定値や境界値を与える際の鉛直内挿に伴う誤差を軽減させることにもつながる。

毎時大気解析については水平格子間隔を 5 km から 2 km に、鉛直層数を 48 層から 76 層に、実行頻度を 1 日 24 回から 1 日 48 回にそれぞれ仕様を増強する予定である(NAPS10 の運用期間の後半で実施予定)。

5.2.3 NAPS10での開発の方向性

本項では、NAPS10内での導入を検討している開発項目及び開発の方向性について紹介する。

(1) 数値予報モデル

物理過程の開発においては、各過程が相互に影響を 及ぼし合うことや石田 (2017) で述べられている compensating errors を考慮して、開発された複数の物理過 程を組み合わせて実験・評価・議論を反復して全体を ブラッシュアップしていく 開発を実施している。また、 力学過程の開発項目も同様に組み合わせの対象となる。 このような開発手法は GSM においては米原 (2016) や 第1.1節で、MSMにおいては第2.1節で述べられてい るように、気象庁において徐々に定着しつつあり、着 実に成果を挙げている。この開発手法は他の現業数値 予報センターでも実施され(例えば、英国気象局につ いては氏家 (2017)を参照のこと)、成果を上げている ことも踏まえて引き続き取り組んでいく。一方、複数 の物理過程や力学過程の開発においては、単一の変更 の効果と組み合わせた効果の全てに対して実験・評価・ 議論を行うことから、多くの計算機資源及び開発時間 を要することとなり、計画的に開発を実施する必要が ある。また、数値予報モデルの変更により予測特性が 大きく変わることがあり、ガイダンスを含めた精度向 上を達成するためには、ガイダンスで用いられる係数 の再作成等のために長期間の実験が必要(第5.3節)と なるが、そのためにも多くの時間を要する。そこで、例 えば1年に1回の改良といった定期的な開発サイクル を構築することが必要と考えている。これにより、精 度向上(及び場合によっては特性変化)が計画的に実 施されることとなり、利用者にとっても有益であると 考えられる。なるべく早期に確立させるべく、現時点 では開発サイクルの構築に向けた検討を行っている段 階である。

(2) データ同化

数値予報課ではデータ同化手法として主に変分法を 用いている。ここでは、第一推定値(予測値)の持つ 誤差(背景誤差)と観測値の持つ誤差(観測誤差)の 双方を考慮して、その時点で得られるもっとも確から しい値として解析値を作成する。そこで、精度向上の ためには背景誤差と観測誤差を適切に与えることが重 要となる。現在の背景誤差は過去のある期間の予報モ デルの誤差から統計的に求めている(これを気候学的 背景誤差という)。しかし、背景誤差は本来は一定の値 ではなく、その時々の場に依存した誤差(流れ依存の 背景誤差) であることから、この情報を利用すること による精度向上が期待できる。流れ依存の背景誤差は アンサンブル予報を利用することにより見積もること が可能であり、さらにアンサンブルカルマンフィルタ と呼ばれるデータ同化手法を用いると、解析予報サイ クルにより流れ依存の背景誤差を引き継ぐことができ る。そこで、この2つのデータ同化手法を組み合わせ たハイブリッド同化の開発を進めている。これは、解 析そのものは変分法を用い、背景誤差については気候 学的誤差にアンサンブルカルマンフィルタによる流れ 依存の背景誤差を付加する手法である。

流れ依存の背景誤差を求めるためにはアンサンブル 予報が必要となるが、より精度良く誤差を見積もるためにはメンバー数が多い方が望ましい。一方、この目的のためにはそれほど長い予報時間は必要ではない。そこで、GEPS、MEPSとして確率的情報等を提供するアンサンブル予報とは別に、データ同化用に短い予報時間で多くのメンバーを利用したアンサンブル予報システムの構築を行うことを予定している。これは、非常に複雑なシステムとなることから多くの開発時間を要すると考えられ、計画的かつ着実に開発を進めることにより、なるべく早期の導入を目指す。

(3) 観測データの利用

初期値の精度向上のためには観測データの有効利用 が重要であり、特に近年では衛星観測データの重要性 が増している。今後も多くの新規衛星が打ち上げ・運用 されると考えられることから、引き続き衛星の運用開 始から観測データの入手及び数値予報での利用開始ま での時間を短縮できるように幅広かつ早期に情報収集 を行っていく。一方、既に利用している衛星データの 利用方法の高度化も重要である。特に精度向上が得ら れる見込みが高いものとして、全天域での衛星輝度温 度データ(現時点では晴天域のみで利用)が挙げられ る。このデータの利用にあたっては、観測データの品 質管理手法の開発のみならず、予報モデルのバイアス 等をより 軽減するための開発やデータ同化システムの 変更も必要となる大きな課題であり、着実に開発を進 めていきたい。また、高頻度・高密度観測データへの対 応も重要である。現在のデータ同化手法では観測誤差 同士の相関がないことを仮定していることから、この 誤差相関が無視できる程度に観測データを大きく間引 く必要がある。そこで、このような制限を緩和する手 法も可能な限り早期に導入を図っていく。また、GNSS 視線遅延量や水蒸気ライダーといった水蒸気の情報が 得られる観測への対応も将来的には進めていく必要が ある。一方、高層観測や航空機観測といった従来型観 測の重要性も依然として薄れてはいない。高層観測の ように世界の各気象機関で運用している観測データは 気象機関毎に品質や通報形式が異なりうることから、 個別に丁寧な対応を行う必要がある。

5.2.4 最後に

本節では計算機更新後に予定している数値予報の仕 様向上等と今後の開発の方向性について述べた。GSM 及び LFM の予報時間の延長とこれまでに試験運用を 行ってきた MEPS は早期に導入を図るとともに、水平 分解能の高解像度化や鉛直層数の増強といった予測精 度向上の見込まれる仕様向上については、その性能を 最大限に引き出すべく開発を進めて導入を行いたい。 数値予報モデルの各過程は相互に影響を及ぼし、また、 データ同化の誤差(解析誤差)や数値予報モデルの誤 差(予測誤差)は解析予報サイクルを通じて互いに影 響を及ぼす。数値予報を構成するあらゆるコンポーネ ントにおいて、一つ一つの誤差は軽微であったとして も、それらが積み重なると大きな誤差となりうること から、第5.2.3 項で述べた優先的な課題を念頭におき つつも、そうでない課題にも人的資源・計算機資源を 割いて総合的に精度向上に努めていきたい。本節で示 した開発課題の一部は気象研究所で開発が進められて おり、気象研究所等との連携もより一層進めていく必 要がある。また、今日では数値予報は気象庁が発表す る予報の根幹技術となっている。最終的に発表予報の 精度向上につなげるためには、数値予報の精度向上が ガイダンス等のアプリケーションの精度向上につなが ること及び利用者に特性を把握してもらうことが重要 であり、引き続きそれらを念頭において開発を進めて いきたい。

参考文献

石田純一, 2017: 数値予報システム開発のプロセス. 数値予報課報告・別冊第 63 号, 気象庁予報部, 4-10.

氏家将志, 2017: 英国気象局における全球モデルの開発 プロセス. 数値予報課報告・別冊第 63 号, 気象庁予 報部, 11-16.

越智健太, 石井憲介, 2013: 予報時間を 39 時間に延長 した MSM の初期時刻別統計検証. 平成 25 年度数値 予報研修テキスト, 気象庁予報部, 14-17.

小野耕介, 2016: メソアンサンブル予報システムの開発 状況. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 100-113. 原旅人, 2012: 理想実験による物理過程の評価. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 130-137. 原旅人, 2016: メソ数値予報システムの特性の変化. 平成28 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 30-35. 米原仁, 2016: 全球数値予報システムの物理過程改良の概要. 平成28 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-3.

5.3 \mathbb{P}^{7} \mathbb{P}^{7} \mathbb{P}^{7}

本節では、計算機更新後に予定しているガイダンス の改良計画に関して、数値予報モデルの改良への対応、 アンサンブル予報等を利用したガイダンスの開発、新 たなガイダンスの開発の各々について現時点で計画し ている事項について紹介する。

(1) 数値予報モデル改良への対応

第 5.2 節で述べたように、GSM 及び MSM(MSM は 00, 12UTC 初期値のみ) の予報時間延長が計算機 更新後速やかに実施される予定である。これらに対応 し、GSM ガイダンスの予報時間を 84 時間から 132 時 間まで、MSM ガイダンス(00,12UTC 初期値)の予 報時間を39時間から51時間まで延長する予定である。 ガイダンスの予報時間延長の開発を進め、GSM 及び MSM の予報時間延長後なるべく早く対応する予定で ある。また、次期計算機では、GSM の水平・鉛直高解 像度化、MSM の鉛直高解像度化等が予定されており、 これらの変更に伴うガイダンスの精度への影響や特性 の変化を調査し、必要に応じて事前学習や係数再作成 等の対応を行う。特に GSM の水平高解像度化ではモ デル標高や海陸分布が変化するため、特性が大きく変 わる格子点があると考えられ、ガイダンスの対応を行 う予定である。

(2) アンサンブル予報等を利用したガイダンスの開発

次期計算機では、メソアンサンブル予報システム (MEPS) が本運用開始となり、明日までの予報作業に 初めてアンサンブル技術に基づく予測資料が登場する こととなる。現在、数値予報課と予報課で MEPS の予 報作業での利用方法を検討しており、ガイダンスについ ても降水量、降雪量、気温、発雷確率、風、視程、雲及 び乱気流等のガイダンスを試験的に作成している。現 時点で、気温や乱気流などの MEPS ガイダンス(アン サンブル平均等)は MSM ガイダンスの精度を上回る ことを確認している。また、MEPSガイダンスによっ て予測信頼度の情報を取り出す調査も進めている。図 5.3.1 は、2016年11月24日東京で初雪になった事例 での MEPS 気温ガイダンスの例である。22 日 18UTC 初期値の MEPS 気温ガイダンスの予測からは、24日 はスプレッドが小さく、どのメンバも東京で0℃程度 になる予想をしており、雪となる可能性が高いことを 示している。当事例のようにスプレッドと信頼度に良 い関連性がある事例だけではないが、今後、予測の信 頼度を示す有効な情報となり得る可能性がある。

また、各モデルのガイダンスを組み合わせた統合型ガイダンスの調査・開発を進める予定である。気温では、MEPS ガイダンスは MSM ガイダンスの精度を上回ることを述べたが、さらに GSM ガイダンスを加えて単

に平均しただけでも精度が向上することを確認している。各ガイダンスの予測精度及び得意な気象パターンを考慮した高度な統合方法を開発できれば、現在のガイダンスの精度を大きく上回る可能性がある。ドイツや米国などでは既に統合型ガイダンスの開発を進めて運用を開始しており (Reichert et al. 2017; Ruth et al. 2017)、気象庁としても MEPS ガイダンスの運用に合わせて統合型ガイダンスの取り組みを進めていく必要がある。

(3) 新たなガイダンスの開発

ガイダンスは、予報業務の高度化及び予報現場の要望に応じ、継続的に新たな要素の提供を開始してきた。次期計算機でも、運用開始直後に LFM 降水量ガイダンスの提供を開始し、降水 15 時間予報(仮称)² 及び予報作業に利用される予定である。当ガイダンスは 1時間毎の平均・最大降水量の予測を提供するが、平成29年7月九州北部豪雨では LFM の降水予測が MSMに比べてより実況に近かったことから、大雨時での当ガイダンスの有効利用が期待できる。また、LFM 風ガイダンスについても開発を進めており、具体的な提供時期は未定であるが、次期計算機で運用開始する予定である。これによって、局地風などの予測精度向上が期待できる。その他、48,72時間最大降水量ガイダンスなど、予報現場の要望に基づいた新たなガイダンスの開発も進める予定である。

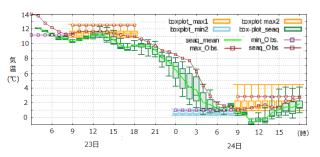


図 5.3.1 2016 年 11 月 22 日 18UTC 初期値の MEPS 気温ガイダンスの予測。11 メンバの時系列気温の予測を緑色の線及び箱ひげ図、日中の最高気温を橙色の線及び箱ひげ図、朝の最低気温を水色の線及び箱ひげ図で示している。それぞれ、線はアンサンブル平均、箱の下端は第1四分位、上端は第3四分位を示す。四角のマーカーを付加した細実線は実況値(時系列(茶色)、最高気温(赤色)、最低気温(紫色))を示す。

参考文献

Reichert, B., R. Hess, T. Hirsch, P. James,C. Lenhart, J. Paller, W. Raatz, T. Schleinzer,G. Schroder, and R. Thehos, 2017: The operational warning decision support system Au-

² 平成 29 年度現在、降水短時間予報として 6 時間先までの 1 時間毎の詳細な降水量予測を提供しているが、平成 30 年度から 7 から 15 時間先をカバーする降水 15 時間予報(仮称)の提供を開始する予定である。

______ ¹ 高田 伸一

toWARN for forecasting and nowcasting severe weather at DWD. EMS Annual Meeting: European Conference for Applied Meteorology and Climatology 2017, Dublin, Ireland, 14, EMS2017-849, http://meetingorganizer.copernicus.org/EMS2017/EMS2017-849.pdf.

Ruth, D. P., D. T. Myrick, and M. Peroutka, 2017: Developing the National Blend of Models for National Weather Service operations. 97th American Meteorological Society Annual Meeting, Seattle, WA., https://ams.confex.com/ams/97Annual/webprogram/Paper313249.html.

5.4 計算機(スーパーコンピュータシステム $)^{1}$

5.4.1 更新の経緯

2017 年現在運用中の第 9 世代スーパーコンピュータシステム(以下、NAPS²9) (西尾 2011)は、東日本大震災の影響などにより、運用開始予定の 2012 年 3 月から 3 か月延期し、2012 年 6 月 5 日から運用を開始した。第 10 世代となる次期スーパーコンピュータシステム(以下、NAPS10)の検討はこの直後の 2013 年から始まった。検討の結果、機器を設置する清瀬第三庁舎3の電気設備の整備期間などを勘案し、NAPS9の運用期間を当初予定の5年間から1年延長し、2018年6月からNAPS10の運用を開始する予定である。2016年4月にNAPS10の供給業者が日立製作所に決定した。

5.4.2 次期スーパーコンピュータシステムの概要 ⁴ (1) 全体概要

次期スーパーコンピュータシステムは、スーパーコンピュータとその高速ストレージ、衛星データ処理関係機器、各課業務処理関係機器 5、ストレージ等から構成されるシステムである(図 5.4.1)。加えて、今回の更新に伴い、新規に数値予報ルーチンBCP業務を大阪管区気象台で実施する。また、現在別システムで整備されている、衛星データの集信処理を実施する静止気象衛星画像作成システム(GSS⁶; 浜田ほか 2016) も統合される予定である。このため、スーパーコンピュータシステムは気象庁本庁、清瀬庁舎に加えて大阪管区気象台にも機器を整備する。

主要な機器は、清瀬第三庁舎1階に設置され、気象 庁本庁および大阪管区気象台とは WAN で接続する。 また、気象情報伝送処理システム(アデス)などの他 システムとの接続用スイッチや運用監視端末などを清 瀬第一庁舎や第二庁舎にも設置する。

NAPS9と NAPS10 の大きな違いは、スーパーコンピュータおよび各課業務処理関係機器などの CPU が Intel アーキテクチャに統一されたことで、スーパーコンピュータシステム内でのプログラムの可搬性が向上したことである。

² 数値解析予報システム (NAPS) という名称は、現在では スーパーコンピュータシステムの正式名称では無いが、ここ では世代を明確に表現したいためこの名称を用いる。

(2) スーパーコンピュータと高速ストレージ

スーパーコンピュータは、同一機種の主系と副系で構成される。通常時は主系で数値予報ルーチンを実施し、副系では開発業務を実施する。主系がメンテナンスや障害の際には副系で数値予報ルーチンを継続する。数値予報ルーチンを実施する系(稼動系)で作成されるデータは、JG⁷の単位でもう一方の系の高速ストレージにコピーされ、稼動系の切り替えが発生しても速やかに数値予報ルーチンを再開可能である。なお、スーパーコンピュータを含めて全ての機器は無停電電源装置(UPS)で保護されるが、商用電源停電時に発動発電機で電力が供給されるのは、スーパーコンピュータ本体以外全てと、スーパーコンピュータ主系の約4割のノード8である。

スーパーコンピュータ本体は Cray 社製の XC50 であり、大きく分けると計算ノードと I/O ノード 等からなる。

計算ノードは 2816 ノード(加えて 16 ノードの予備ノードがある) で構成され、それぞれは Intel Xeon Platinum 8160(2.1 GHz, 24 コア)を 2 ソケットと 96 GiB⁹の DDR4メモリを搭載する。理論演算性能は 1ノードあたり 3.2256 TFLOPS¹⁰、スーパーコンピュータ 1 台あたりでは 9083 TFLOPS であり、NAPS9の 404 TFLOPS(計算ノードのみ)と比べて約 22 倍の性能であるが、業務を行うプログラムを実行した時の性能(実効性能)は理論演算性能ほど向上しておらず、実効性能では NAPS9の約 10 倍程度と評価している(表5.4.1)。

計算ノードは、ハードウェア的には同一だが、主に大規模な並列計算を実施する 2741 台の $\mathrm{ESM^{11}}$ ノードと $\mathrm{1}$ ノード内に閉じる計算を実施する 75 台の $\mathrm{MAMU^{12}}$ ノードに分けられる $\mathrm{^{13}}$ 。

I/O ノード等で計算ノードと同じハードウェア構成のものは、計算ノードにプログラミング環境を提供する Tier2 ノードが 8 ノードある。

また、Intel Xeon E5-2699v4($2.2~\mathrm{GHz}, 22~\mathrm{J}$ ア) と DDR4メモリ $128~\mathrm{GiB}$ を搭載する以下の I/O ノード 等がある。

¹ 栗原 茂久

³ 清瀬庁舎は東京都清瀬市にあり、第一庁舎に気象衛星センターが、第二庁舎および第三庁舎に予報部システム運用室がある。

⁴ ここで記載する内容は、2017年9月時点での情報であり、 運用開始までに変更される場合がある。

⁵ スーパーコンピュータシステムでルーチン業務を実施する機器(サーバ)のうち、スーパーコンピュータ、衛星データ処理関係機器を除いたもの。

⁶ Geostationary meteorological Satellite image data reception and processing ground System

⁷数値予報ルーチンではバッチジョブを投入する単位を Jobと呼んでいる。Jobを業務単位(例えば全球予報)にまとめたものを JG (Job Group)と呼んでいる。

^{8 1}つの基本ソフト (OS) が動作している演算ユニット (CPU) や主記憶装置の単位を言う。

 $^{^9}$ gibibyte の略。 $2^{30}~(=1024~^3)~{\rm B}$ を表す。一方 GB は SI 単位系では $10^9~{\rm B}$ を表すため区別して記載している。同様に TiB は $1024~^4~{\rm B}$ を表す。

¹⁰ FLoating-point Operations Per Second の略。1 秒間に実 行出来る浮動小数点演算の数。ここで示している値は、倍精 度浮動小数点演算の数である。

Extreme Scalability Mode

¹² Multiple Applications Multiple User

¹³ ESM ノードと MAMU ノードは変更可能であり、本文の 値は 2017 年 9 月時点の暫定値である。

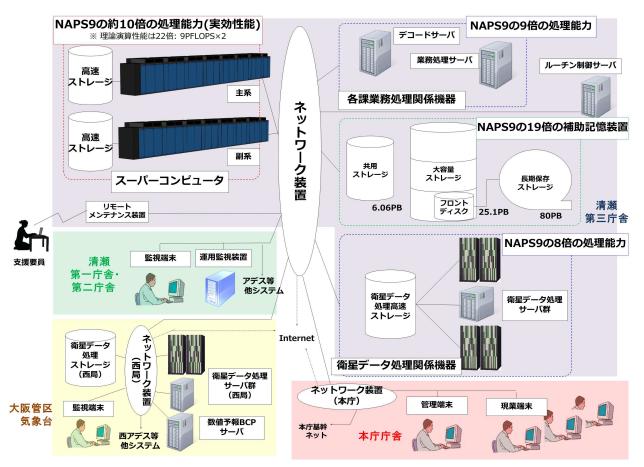


図 5.4.1 スーパーコンピュータシステムの機器概要

- SDB ノード(2ノード)
 計算機資源の管理とバッチジョブのスケジューリングを行う PBS Professional のサーバが動作する。
- PBS_MOM ノード(4ノード)
 ESM ノードで実行するバッチジョブのシェルスクリプト等を実行し、その中の並列計算プログラムを ESM ノードに割り当てる役割をする。
- ブートノード(2ノード)スーパーコンピュータの各種ノードを起動する。
- ルータノード(2ノード)
 スーパーコンピュータ内のノードと業務管理ネットワークを接続し、機器監視情報を運用監視装置に中継する。
- ネットワーク接続ノード(7ノード)
 ストレージネットワークや清瀬幹線ネットワークに接続し、共用ストレージ、大容量ストレージとのデータのやり取りや他サーバとのデータコピーや転送のジョブを実施する。
- ◆ LNETノード(15ノード)
 高速ストレージと接続し、Lustreファイルシステム ¹⁴ のサービスを各ノードに提供する。
- データ同期ノード(6ノード)

14 オープンソースソフトウェアの並列ファイルシステム。メタデータサーバ (MDS)、オブジェクトストレージサーバ (OSS)、メタデータターゲット (MDT)、オブジェクトストレージターゲット (OST) などから構成される。

スーパーコンピュータ間ネットワークに接続し、主副のスーパーコンピュータやデコードサーバとのコピージョブを実施する。また、PBS_MOMノードと同等の機能もある。

ログインゲートウェイノード(2ノード)
 ログインノードとスーパーコンピュータ内の他のノードとの通信を仲介する。また、PBS_MOMノードと同等の機能もある。

これらのノードは、Aries¹⁵インターコネクトを用いて以下の階層構造で相互に接続される。

- ブレード 4つのノードは1つのブレードに搭載 され、同じ Aries ルータチップに接続される。
- シャーシ 16 枚のブレードで構成し、各ブレードの Aries ルータチップ間で直接接続される。
- グループ 6つのシャーシは2つのキャビネット に収納され1つのグループを構成し、各シャーシ の同じ位置にある Aries ルータチップと相互に接 続される。
- システム 主系と副系のそれぞれのスーパーコン ピュータは8つのグループで構成され相互に接続 される。なお、8番目のグループのみ1キャビネットで構成されている。

加えて、スーパーコンピュータのキャビネット 筐体 とは別に、Intel Xeon Gold 6148(2.4 GHz, 20 コア)

¹⁵ Cray XC シリーズのスーパーコンピュータで使用されているノード間の通信を行う半導体の名称。

21 01-1-1 10/11/11		
	NAPS9	NAPS10
機種名	日立 SR16000M1	Cray XC50
総理論演算性能(計算ノードのみ)	404 TFLOPS	9083 TFLOPS
総主記憶容量(計算ノードのみ)	51.5 TiB	264 TiB
ノード数(計算ノードのみ)	412	2816
1ノード理論演算性能(計算ノード)	980.48 GFLOPS	3225.6 GFLOPS
1ノード主記憶容量(計算ノード)	128 GiB	96 GiB
CPU	IBM Power 7×4	Intel Xeon Platinum 8160×2
CIO	(3.83 GHz, 8コア)	(2.1 GHz, 24 コア)

130 TB(主系)

210 TB(副系)

AIX 7

表 5.4.1 新旧スーパーコンピュータの比較(1台あたり)

を 2ソケットと DDR4メモリを 768 GiB 搭載するログインノードが 4ノード 配置される。ログインノードは清瀬幹線ネットワークやストレージネットワークに接続し、バッチジョブの起動やプログラムのコンパイル/リンクなどの端末処理を実施する。

OS

高速ストレージ容量

ESM ノードの OS は Cray Linux Environment であり、不必要なプロセスを起動しないことで、ユーザのプログラムをより高速に実行させる。残りのノードのOS は一般的な SUSE Linux Enterprise Server である。

スーパーコンピュータはキャビネットあたりおよそ 100 kW の発熱がある。このために、キャビネットを連結し、端から端まで 15 キャビネット に送風することで冷却する。両端と 2 キャビネット 毎に、暖められた風を冷却水で冷やすブロアキャビネットを配置して隣のキャビネットに送風している。

スーパーコンピュータの外部記憶装置として、主系、副系それぞれに実効容量 1.6 PB の高速ストレージが 3 台ずつ接続される。このストレージは DataDirect Networks (DDN) 社製の ES14KX Appliance 装置であり、Lustreファイルシステムが使用されている。また、InfiniBand EDR (100 Gbps) でスーパーコンピュータの LNET ノードに接続され、それぞれのノードにマウントされる。

(3) 各課業務処理関係機器

各課業務処理関係機器は、業務処理サーバ(HA構成 16 、クラスタ構成)、デコードサーバ、数値予報BCPサーバからなる。

業務処理サーバ(HA構成)は、2 台 1組のHA構成のサーバ2組で構成され、cronの起動処理やルーチン管理システム(RENS; 河野 2017)の処理を行う。それぞれのサーバは2個の CPU(Intel Xeon E5-2603v3 1.6 GHz, 6コア)と 64 GiB のメモリを搭載する。

業務処理サーバ(クラスタ構成)は、4個のCPU (Intel Xeon E7-8880v3 2.3 GHz, 18コア)と128 GiB

のメモリを搭載したサーバ 12 台から構成され、各課 ルーチンなどのバッチ処理やユーザのログイン環境を 提供する。

Cray Linux Environment

1.6 PB × 3 (主副それぞれ)

デコード サーバは 2 台 1 組の HA 構成のサーバであり、アデスやインターネットからの観測データ取得やそのデータのデコード処理を行う。それぞれのサーバは 4 個の CPU(Intel Xeon E7-8860v3 2.2 GHz, 16 コア)と 256 GiB のメモリを搭載する。それぞれのサーバには、独立した 20.7 TB の実効容量 17 を持つデコードデータストレージが接続される。

数値予報 BCP サーバは、大阪管区気象台に整備される 2 台 1 組の HA 構成のサーバであり、常時、米国環境予測センター (NCEP) から GPV データを取得し、FAX 図やガイダンスなどのプロダクトを作成する。清瀬庁舎が被災した場合に、通常清瀬庁舎で作成されるプロダクトの代わりにアデスなどに配信する。それぞれのサーバは 2 個の CPU(Intel Xeon E5-2680v3 2.5 GHz, 12 コア)と 256 GiB のメモリを搭載する。稼動系のサーバには、20.7 TB の実効容量を持つ BCP 共有ストレージが接続される。

(4) ストレージ

スーパーコンピュータ、衛星データ処理関係機器、各 課業務処理関係機器のデータを共有するため、以下の ストレージがある。

共用ストレージは、数値予報ルーチン、衛星ルーチンの計算結果の格納やユーザのホーム領域として利用する。ファイルシステムは ISS¹⁸ であり、実効容量は6 PBである。

大容量ストレージは、数値予報ルーチン、衛星ルーチンの長期保存と開発業務で利用し、3式で構成している。ファイルシステムは ISS であり、それぞれの実効容量は大容量ストレージ 1 が 6 PB、大容量ストレー

¹⁶ High Availability(高可用性)構成の略。サービスの停止 をより少なくすることを考慮した構成のこと。

¹⁷ ストレージに 1 つまたは複数のファイルシステムを構築し、df コマンドで表示される該当各ファイルシステムの利用可能ブロック数の総計をバイト単位に換算した値。

¹⁸ IBM Spectrum Scale の略。以前は GPFS (General Parallel File System) とも呼ばれていた。

ジ 2 が 3 PB、大容量ストレージ 3 が 16 PB である。 このうち、大容量ストレージ 3 は長期保存ストレージ のフロントディスク 19 として働き、アクセス頻度が低 いデータは長期保存ストレージに保存後、大容量スト レージ 3 から 削除される。

長期保存ストレージは、およそ 8000 巻のテープを 収納し、18 台のドライブでデータの読み書きを行う。 格納容量はテープ 1 本あたり 非圧縮で 10 TB、全体で 80 PB である。

(5) 衛星データ処理関係機器

衛星データ処理関係機器は、気象衛星ひまわり運用 事業株式会社(HOPE²⁰; 佐々木 2016)からデータを 受信する衛星データ受信サーバ、衛星画像を作成する 衛星画像作成サーバ、衛星プロダクト作成サーバ、通 報局データ編集サーバ等からなる。このうち衛星プロ ダクト作成サーバ以外は、清瀬庁舎と大阪管区気象台 両方に整備される。ここでは、それぞれのサーバの詳 細は省略する。

(6) ネットワーク

NAPS10では目的別に多数のネットワークが存在する。以下に主要なものを示す。

- ・ 清瀬幹線ネットワーク スーパーコンピュータシス テム内の各機器を接続するとともに、アデスなど 庁内の他システムとの接続を行う。
- ストレージネットワーク スーパーコンピュータ、 一部の衛星データ処理関係機器、各課業務処理関係機器と共用ストレージおよび大容量ストレージを接続する。ストレージネットワークは NAPS9の Ethernet (1-10 Gbps) から InfiniBand EDR (100 Gbps)を用いた接続に変更されており、従来よりも数十倍高速に接続される。
- スーパーコンピュータ間ネットワーク Ethernet (40 Gbps) で構成され、主系および副系のデータ 同期ノードとデコードサーバを接続しデータのコ ピーを行う。
- WAN 本庁 清瀬間は、ルーチンで利用する2系統の帯域保証型のWAN (100 Mbps)と主に開発業務で利用するベストエフォート型のWAN (1 Gbps)で接続される。また、清瀬 大阪間にも2系統の帯域保証型のWAN (100 Mbps)を設置する。

ほぼ全てのネットワーク機器は二重化構成になっており、1台の機器が故障しても業務には影響を与えないように設計されている。

(7) その他機器

数値予報ルーチン、各課ルーチン、衛星ルーチンを 実施するために、ジョブのスケジューリングを行う 2

19 階層型ストレージで、よりユーザ側に近いストレージ。キャッシュ的なもの。

台1組の HA 構成のサーバが8組整備され、うち衛星ルーチンを行う4組のサーバ以外は、気象庁内製のジョブフロー制御ソフトウェア(ROSE;河野2017)が搭載される。その他、運用監視装置、リモートメンテナンス装置、運用者や現業者向けの端末などがある。

5.4.3 数値予報ルーチンの制御方法の変更

2017年現在、数値予報ルーチンでは1日におよそ750個のJGと2万個のJobを実行している。NAPS9ではこの運用制御には供給業者が作成した、数値予報ルーチン業務運用支援ソフトウェア (JNOS²¹)が利用されている。JNOSはシステム更新のたびに作成していたが、製作コストや、工程遅延による更新スケジュールへの影響が懸念され、運用を開始すると仕様変更が困難であった。このためNAPS10の数値予報ルーチンおよび各課ルーチンでは、ROSEを使ってジョブのスケジューリングを実施する²²。ROSEは、スーパーコンピュータ等に搭載されるバッチ処理ソフトウェア (PBS Professional)と連携し、ジョブを決められた時刻に順序に従い実行させる。また、予め数値予報ルーチンの実行に必要なノードを計算し、開発ジョブの投入を制限する機能(ノードスケジューラ)も併せて内製した。

5.4.4 課題

近年、スーパーコンピュータの消費電力は増大している。NAPS10の定格消費電力は、主副のスーパーコンピュータだけで4009 kVA(高速ストレージを含めると4107 kVAであり、清瀬第三庁舎に設置されるNAPS10全体で4379 kVAである。)で、NAPS9の1898 kVA(高速ストレージを含めると1969 kVA)に比べて、倍以上の値になっている。消費電力の増大に伴い、電源および冷却のインフラエ事費や電気代も増大しており、これ以上の消費電力増加は困難なものになっている。次々世代のスーパーコンピュータシステムに向けて、電力効率が良いアーキテクチャや冷却方法の検討が必要であろう。

参考文献

河野正和, 2017: 活用例 (6)-システム管理. 数値予報課報告・別冊 63 号, 気象庁予報部, 59-61.

佐々木政幸, 2016: HOPE 地上システム. 気象衛星センター技術報告特別号, 気象衛星センター, 17-24.

西尾利一, 2011: 計算機 (スーパーコンピュータシステム). 平成 23 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報 部, 68-70.

浜田浩, 柴卓, 木村裕之, 2016: 静止気象衛星画像作成 システム. 気象衛星センター技術報告特別号, 気象衛 星センター, 25-35.

 $^{^{20}\,}$ Himawari OPeration Enterprise corporation

²¹ JMA Nwp Operating System

²² 衛星ルーチンは ROSE で制御を行わず、日立製の JP1/AJS3を使う。

付録A数値予報システムおよびガイダンスの概要一覧表

数値予報課が所掌する数値予報システムとガイダンスの概要、およびプロダクトの送信時刻に関する情報を以下の表に示す(2017年11月現在)。表中の用語については、平成24年度数値予報研修テキストも参照のこと。

A.1 数値予報システム ¹

A.1.1 全球数値予報システム(全球モデル (GSM)・全球解析 (GA))

予報モデル		
水平分解能	TL959(格子間隔約 20 km : 0.1875 度) ²	
直層数 100 層(最上層 0.01 hPa)		
初期時刻	00, 06, 12, 18UTC	
予報時間	84 時間(初期時刻: 00, 06, 18UTC)	
	264 時間(初期時刻: 12UTC)	
境界値		
地中温度	予測する(初期値は解析値 ³)	
土壌水分	飽和度を予測する(初期値は気候値)	
積雪被覆	積雪水当量を予測する(初期値は全球積雪深解析を日本域の観測で修正したもの)	
海面水温	全球海面水温解析値(海洋気象情報室作成: 0.25 度格子)の平年偏差を、予報時間	
 	により季節変動する気候値に加えたもの	
	南北半球ごとの全球海氷密接度解析値(海洋気象情報室作成:0.25度格子)の海氷	
海氷分布	面積平年偏差を維持するように、海氷密接度の初期偏差固定予測値を気候値で修正	
	したもの	
解析(データ同化)システム		
データ同化手法	4 次元変分法	
水平分解能	アウターモデル 4 の水平分解能: TL959(格子間隔約 $20~{ m km}: 0.1875~{ m g})^2$	
7、1 7 开配	インナーモデル 4 の水平分解能: TL319(格子間隔約 $55~\mathrm{km}: 0.5625~\mathrm{g})$ 2	
鉛直層数	100層(最上層 0.01 hPa) + 地上 ⁵	
解析時刻	00, 06, 12, 18UTC	
同化ウィンドウ	各解析時刻の3時間前から3時間後まで	
	速報解析 ⁶ : 2 時間 20 分	
観測の待ち受け時間	サイクル解析 ⁶ : 11 時間 50 分(初期時刻: 00, 12UTC)	
	7 時間 50 分(初期時刻: 06, 18UTC)	
	ラジオゾンデ(気圧、気温、湿度、風)、ウィンドプロファイラ(風)、航空機(風、	
	気温)、地上(気圧 ⁵ 、積雪深 ⁷)、船舶・ブイ(気圧 ⁵)、アメダス(積雪深 ⁷)、衛星	
利用する主な観測(観測デー	可視赤外イメージャ(大気追跡風)、衛星マイクロ波散乱計(海上風)、衛星マイク	
タもしくは <u>算出データ</u>)	口波サウンダ(輝度温度)、衛星マイクロ波イメージャ(輝度温度)、衛星ハイパー	
	スペクトル赤外サウンダ(輝度温度)、静止衛星赤外イメージャ(輝度温度)、衛星	
<i>t</i> , □ 18 18 18 1	GNSS 掩蔽(屈折角)、地上 GNSS(大気遅延量)	
台風ボーガス	擬似観測値(海面更正気圧、風)を利用	

¹ 石田 純一

 $^{^2}$ T は三角形波数切断を、L は線形格子を、数字は切断波数をそれぞれ表す。

³ 観測データは同化されておらず、解析システム内で予測された値が利用されている。

⁴ アウターモデルは第一推定値の計算に用いるモデル。インナーモデルは解析修正量を求める計算に用いるモデル。

⁵ 地上観測および船舶・ブイ観測の気温・風・湿度のデータは、2次元最適内挿法による地上解析値作成に利用される。ただし、この地上解析値はモデルの初期値としては使われない。

 $^{^6}$ 全球解析には予報資料を作成するために行う速報解析と観測データを可能な限り集めて正確な実況把握のために行うサイクル解析の 2 種類の計算がある。

⁷ 積雪深のデータは積雪被覆の初期状態を計算するために利用される。

A.1.2 全球アンサンブル予報システム (GEPS)⁸

予報モデル			
水平分解能 TL479(格子間隔約 40 km : 0.375 度) ²			
鉛直層数 100 層(最上層 0.01 hPa)			
初期時刻	00, 06, 12, 18UTC ⁹		
マ却は餌	132 時間(初期時刻: 06, 1	8UTC) 9	
予報時間	264 時間(初期時刻: 00, 1	2UTC)	
メンバー数	27メンバー(26 摂動ラン-	+ コントロールラン)	
初期値および摂動作成手法			
初期値	全球解析値を TL479 へ解係	象度変換したもの	
初期摂動作成手法	特異ベクトル (SV) 法及び	局所アンサンブル変換カルマ	マンフィルタ (LETKF)
モデルアンサンブル手法	確率的物理過程強制法(摂	動ランのみ)	
下部境界摂動作成手法	海面水温摂動(摂動ランの	み)	
SV 計算の詳細			
SV 計算の対象領域	北半球領域	熱帯領域	南半球領域
3 V 可昇の対象限域	30°N∼90°N	30°S∼30°N	30°S∼90°S
接線形・随伴モデルの分解能	TL63(格子間隔約 270 km	ı) ² 、鉛直層数 40	
	初期値化、水平拡散、境界	(左に加えて) 積雲対流	
 接線形・随伴モデルの物理過程	層過程、地表面フラックス	過程、重力波抵抗、長波放	 (北半球領域と同じ)
		射、雲水過程、レイリー摩	
		擦、乾燥対流調節	
評価時間	48 時間	24 時間	(北半球領域と同じ)
摂動の大きさの評価(ノルム) 湿潤トータルエネルギー			
	モデル第 15 層(約		
初期摂動の振幅	500 hPa) の気温の二乗		(北半球領域と同じ)
	平均平方根が 0.23 K	平均平方根が 0.20 K	
SV から 初期摂動を 合成する手法	バリアンスミニマム法		
利用する SV の数			
LETKF 計算の詳細			
水平分解能	TL319(格子間隔約 55 km: 0.5625 度) ²		
鉛直層数	100 層(最上層 0.01 hPa)		
メンバー数 50 メンバー 10			
観測データの利用方法 全球解析に準ずる。但し、衛星ハイパースペクトル赤外サウンダは利用しない。			

表中の用語については、数値予報課報告・別冊第55号の第3,4章や数値予報課報告・別冊第62号を参照のこと。

気予報への支援に関わる情報のみを記述している。

⁹ GEPS の 06, 18UTC 初期時刻は 1 日 2 回を最大として、全般海上予報区(赤道~北緯 60 度、東経 100~180 度) 内に台風 が存在する、または同区内で24時間以内に台風になると予想される熱帯低気圧が存在する場合、または、全般海上予報区外に 最大風速 34 ノット以上の熱帯低気圧が存在し、24 時間以内に予報円または暴風警戒域が同区内に入ると予想された場合に実 行される。なお、GEPS の 06, 18UTC 初期時刻の実行結果は部内の台風予報作業のために利用されており、プロダクトの配信 は行っていない。

¹⁰ LETKFによる摂動を求めるため、プロダクト作成用途と別にアンサンブル計算を行っており、ここではそのメンバー数を示 している。

A.1.3 メソ数値予報システム(メソモデル (MSM)・メソ解析 (MA))

予報モデル		
水平分解能と計算領域	格子間隔: 5 km、計算領域: 東西 4,080 km × 南北 3,300 km	
鉛直層数	76 層(最上層約 22 km)	
初期時刻	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC	
予報時間	39 時間	
境界値		
地中温度	予測する(初期値は 4 層とし、第 $1,2$ 層は解析値 3 、第 $3,4$ 層は気候値で与え、そ	
	れを予報モデルで用いる9層に内挿する)	
土壌水分	体積含水率を予測する(初期値は解析値 ³)	
積雪被覆	全球積雪深解析(日本域以外)及び観測で修正したオフライン陸面モデル(日本	
慎当恢復 	域)の被覆分布に固定	
海面水温	全球海面水温解析値(海洋気象情報室作成: 0.25 度格子)に固定	
海氷分布	北半球海氷解析値(海洋気象情報室作成: 0.1 度格子) に固定	
側面境界	全球モデル予報値 ¹²	
解析(データ同化)システム		
データ同化手法	4 次元変分法	
水平分解能	アウターモデル ⁴ の水平格子間隔: 5 km	
小十万 辉起 	インナーモデル ⁴ の水平格子間隔: 15 km	
鉛直層数	48 層 ¹¹ (最上層約 22 km) + 地上 ⁵	
解析時刻	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC	
同化ウィンドウ	各解析時刻の3時間前から解析時刻まで	
観測の待ち受け時間	50 分	
	ラジオゾンデ(気圧、気温、湿度、風)、ウィンドプロファイラ(風)、航空機(風、	
	気温)、地上(気圧 ⁵ 、積雪深 ⁷)、空港気象レーダー(ドップラー速度)、気象	
 利用する主な観測(観測デー	レーダー(解析雨量、ドップラー速度、反射強度 ¹³)、船舶・ブイ(気圧 ⁵)、ア	
タもしくは 算出データ)	メダス(積雪深 ⁷)、衛星可視赤外イメージャ(<u>大気追跡風</u>)、衛星マイクロ波散乱	
	計(海上風)、衛星マイクロ波サウンダ(輝度温度)、衛星マイクロ波イメージャ	
	(降水強度、輝度温度)、静止衛星赤外イメージャ(輝度温度)、衛星二周波降水	
	レーダー(反射強度 13)、衛星 GNSS 掩蔽($\underline{屈折率}$)、地上 GNSS($$ 可降水量)	
台風ボーガス	擬似観測値(海面更正気圧、風)を利用	

¹¹ 計算の便宜上設定している最上層と最下層を除く。

 $^{^{12}}$ 例えば、初期時刻 00 UTC の全球モデル予報値を初期時刻 03 , 06 UTC のメソモデルの側面境界値として利用する。

¹³ 反射強度から相対湿度プロファイルを推定して、相対湿度として同化している。

A.1.4 局地数値予報システム(局地モデル (LFM)・局地解析 (LA))

予報モデル	
水平分解能と計算領域	格子間隔: 2 km、計算領域: 東西 3,160 km × 南北 2,600 km
鉛直層数	58 層(最上層約 20 km)
初期時刻	毎正時
予報時間	9 時間
境界値	
地中温度	予測する(初期値は解析値3)
土壌水分	体積含水率を予測する(初期値は解析値)
積雪被覆	メソモデルで利用している積雪被覆の内挿値に固定
海面水温	全球海面水温解析値(海洋気象情報室作成: 0.25 度格子)に固定
海氷分布	北半球海氷解析値(海洋気象情報室作成: 0.1 度格子) に固定
側面境界	メソモデル予報値 14
解析(データ同化)システム	
データ同化手法	3 次元変分法 15
水平分解能	格子間隔: 5 km
鉛直層数	48 層(最上層約 22 km) + 地上
解析時刻	毎正時
同化ウィンドウ	各解析時刻の3時間前から解析時刻まで
観測の待ち受け時間	30 分
	ラジオゾンデ(気圧、気温、湿度、風)、ウィンドプロファイラ(風)、航空機
利用する主な観測(観測デー	(風、気温)、地上(気圧、比湿)、空港気象レーダー(ドップラー速度)、気象レー
タもしくは 算出データ)	ダー(ドップラー速度、反射強度 ¹³)、船舶· ブイ(気圧)、アメダス(気温、風)、
	衛星可視赤外イメージャ(<u>大気追跡風</u>)、地上 GNSS(<u>可降水量</u>)、静止衛星赤
	外イメージャ(輝度温度)、衛星マイクロ波イメージャ(輝度温度、土壌水分)、
	衛星マイクロ波サウンダ(輝度温度)、衛星マイクロ波散乱計(土壌水分)
台風ボーガス	利用しない

A.1.5 每時大気解析

解析(データ同化)システム	
データ同化手法	3 次元変分法 16
水平分解能と計算領域	格子間隔: 5 km、計算領域: 東西 3,600 km × 南北 2,880 km
鉛直層数	48 層(最上層約 22 km) + 地上 ¹⁷
解析時刻	毎正時
観測の待ち受け時間	18 分
利用する主な観測(観測デー	ウィンドプロファイラ(風)、航空機(気温、風)、空港気象レーダー(ドップ
タもしくは 算出データ)	ラー速度)、気象レーダー(ドップラー速度)、アメダス ¹⁸ (気温、風)、衛星
	可視赤外イメージャ(大気追跡風)
台風ボーガス	利用しない
備考	出力要素: 風、気温

 $^{^{14}}$ 例えば、初期時刻 $00{
m UTC}$ のメソモデル予報値を初期時刻 $02,\,03,\,04{
m UTC}$ の局地モデルの側面境界値として利用する。

 $^{^{15}}$ 解析時刻の 3 時間前を、メソモデル予報値を第一推定値として 3 次元変分法により解析する。その後、その解析値からの 1 時間予報値を推定値として 3 次元変分法により解析する。これを 3 回繰り返す。なお、第一推定値として用いるメソモデル予報値は、通常 FT=0, 1, 2 を利用する。例えば、初期時刻 00UTC のメソモデル予報値を、FT=0 は 03UTC の、FT=1 は 04UTC の、FT=2 は 05UTC の局地解析の第一推定値にそれぞれ利用する。

 $^{^{16}}$ メソモデル予報値を第一推定値として、3 次元変分法により解析する。なお、第一推定値として用いるメソモデル予報値は、通常 FT=2, 3, 4 を利用する。例えば、初期時刻 00UTC のメソモデル予報値を FT=2 は 02UTC の、FT=3 は 03UTC の、FT=4 は 04UTC の毎時大気解析の第一推定値としてそれぞれ利用する。

¹⁷ 地上と上空を独立に解析した後、境界層内については地上と上空の修正量の線形結合をとり、これを修正量とする。

¹⁸ 特にアメダス観測については、解析値を観測値に強く寄せる設定を用いている。また、海岸付近のアメダス観測の強い影響が海上に及ばないよう、解析を実行した後にフィルターを適用している。

A.2 ガイダンス¹

A.2.1 降水ガイダンス

平均降水量ガイダンス $(MRR)^2$			
十均陸小里が1メンス			
作成対象	GSM, GEPS: 20 km 格子		
11/20/12/20	MSM: 5 km 格子		
作成方法	カルマンフィルタによる予測降水量を頻度バイアス補正後、降水確率 (PoP) で補正。		
作成対象とするモデル	GSM, MSM, GEPS (GEPS は各メンバー)		
予報対象時間単位	3 時間		
	GSM: FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔		
予報期間と 間隔	MSM: FT=3から FT=39まで 3 時間間隔		
	GEPS: FT=6 から FT=219(06, 18UTC 初期値は132)まで 3 時間間隔		
逐次学習の有無	あり		
説明変数	モデル予測値 ³ (NW85, NE85, SSI, PCWV, QWX, EHQ, OGES, DXQV, FRR)		
目的変数	解析雨量(1 km 格子) とアメダスの降水量から算出した 20 km(MSM は 5 km) 格子内		
口的复数	の平均降水量。		
層別化処理の対象	格子毎、初期時刻、予報時間(6時間区切り、GEPSは12時間区切り)		
	・頻度バイアス補正の閾値は $0.5,1,5,10,20,30,50,80,120\mathrm{mm/3h}$ を使用(GSM の 11		
	~4 月は 1, 3, 50, 80 mm/3h を使用、GEPS は 120mm を使用しない)。		
備考	・ 平均降水量ガイダンス (GEPS) の各メンバ予測は、GEPS のコントロールランを用いて		
	最適化した係数で計算している。		
	・ 平均降水量ガイダンス (GEPS) は最大降雪量ガイダンス (GEPS) の入力として利用。		

NW85: 850 hPa の北西成分の風速 NE85: 850 hPa の北東成分の風速

SSI: ショワルターの安定指数 (850 – 500 hPa)

PCWV: 可降水量 × 850 hPa 風速 × 850 hPa 鉛直速度

QWX: \sum (鉛直速度 \times 比湿 \times 湿度 \times 層の厚さ)、 \sum は各層の和を示す(以下同じ)

EHQ: \sum (基準湿度からの超過分×比湿×湿潤層の厚さ)、湿潤層は基準湿度(気温で変化)を超える層(以下同じ)

OGES: 地形性上昇流 × 比湿 × 湿潤層の厚さ

DXQV: 冬型降水の指数「 風向別降水率 × 850 hPa の風速 ×(海面と下層温位の飽和比湿差)」

FRR: モデル降水量予報値 RH85: 850 hPa 相対湿度

NW50: 500 hPa の北西成分の風速 NE50: 500 hPa の北東成分の風速

ESHS: ∑(比湿 × 湿潤層の厚さ) / ∑ 飽和比湿

HOGR: 地形性上昇流 × 相対湿度

CFRR: モデル降水量予報値の変換値「 FRR²/(FRR²+2)」

D850: 850 hPa 風向 W850: 850 hPa 風速 OGR: 地形性上昇流 × 比湿

10Q4: 1000 hPa の比湿と 400 hPa の飽和比湿の差

DWL: 湿潤層の厚さ

¹ 高田 伸一

 $^{^2}$ 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト 第 3.2 節、平成 22 年度数値予報研修テキスト 第 3.1 節及び平成 28 年度数値予報研修テキスト 第 3.3 節及び本テキスト 第 4.1 節を参照のこと。

³ 降水ガイダンスに使用する説明変数は以下のもの。

降水確率ガイダンス (PoP) ²					
作成対象	GSM, GEPS: 20 km 格子				
15/2/13	MSM: 5 km 格子				
作成方法	カルマンフィルタ				
作成対象とするモデル	GSM, MSM, GEPS(GEPS は各メンバー)				
予報対象時間単位	6 時間				
	GSM: FT=9 から FT=81 まで 6 時間間隔				
	MSM:				
予報期間と 間隔	00, 06, 12, 18UTC 初期値: FT=9 から FT=39まで 6 時間間隔				
	03, 09, 15, 21UTC 初期値: FT=6 から FT=36 まで 6 時間間隔				
	GEPS: FT=9から FT=219(06, 18UTC 初期値は129) まで 6 時間間隔				
逐次学習の有無	あり				
説明変数	モデル予測値 ³ (NW85, NE85, RH85, NW50, NE50, ESHS, HOGR, DXQV, CFRR)				
目的変数	解析雨量(1 km 格子) とアメダスの降水量から算出した 20 km(MSM は 5 km) 格子内				
	の降水の有無の平均(実況降水面積率に同じ)。				
層別化処理の対象	格子毎、初期時刻、予報時間(6時間区切り、GEPSは12時間区切り)				
備考	降水確率ガイダンス (GEPS) の各メンバの予測は、GEPS のコントロールランを用いて最				
1/用 <i>4</i> 与 	適化した係数で計算している。				

最大降水量ガイダンス	$(RMAX)^4$				
作成対象	GSM, GEPS: 20 km 格子				
作风刈家	MSM: 5 km 格子				
	1, 3 時間最大降水量 (GSM, MSM, GEPS) 及び 24 時間最大降水量 (GEPS): ニューラル				
作成方法	ネット(3層:中間層はシグモイド関数5、出力層は1次関数を使用)				
	24 時間最大降水量 (GSM, MSM): 線形重回帰				
作成対象とするモデル	GSM, MSM, GEPS (GEPS は各メンバー)				
予報対象時間単位	1,3時間最大降水量:3時間				
了報刈家时间单位	24 時間最大降水量: 24 時間				
	GSM: 1,3時間最大降水量: FT=6から FT=84まで3時間間隔				
	24 時間最大降水量: FT=27 から FT=84 まで 3 時間間隔				
	MSM: 1,3 時間最大降水量: FT=3 から FT=39まで3 時間間隔				
予報期間と 間隔	24 時間最大降水量: FT=24 から FT=39 まで 3 時間間隔				
	GEPS:				
	1, 3 時間最大降水量: FT=6 から FT=219(06, 18UTC 初期値は132) まで 3 時間間隔				
	24 時間最大降水量: FT=27 から FT=219(06, 18UTC 初期値は132) まで 3 時間間隔				
逐次学習の有無	なし				
	・ 1, 3 時間最大降水量 (GSM, MSM, GEPS) 及び 24 時間最大降水量 (GEPS): モデル予測				
	値 ³ (D850, W850, SSI, OGR, 10Q4, DWL) と 3 時間(GEPS は 24 時間) 平均降水量				
	・24 時間最大降水量 (GSM, MSM): モデル予測値 ³(500 hPa 高度、500 hPa 温位、850 hPa				
説明変数	鉛直 P 速度、850 hPa 相当温位、SSI(850 – 500 hPa)、SSI(925 – 700 hPa)、500 hPa 渦				
	度、500 m 高度水蒸気フラックス、500 m 高度相当温位、500 m 高度と 700 hPa の風速鉛				
	直シア、地形性上昇流(下層代表風と風向に応じた地形勾配の積)と下層比湿の積、可降				
	水量、EHQ, ESHS、等温位面渦位 (305, 345, 355 K) の上位主成分から 7 つ)及び 24 時間				
	平均降水量				
	解析雨量(1km 格子) から算出した 20km(MSM は5km)格子内の降水量の最大値。た				
目的変数	だし、MSM の 1, 3 時間最大降水量は、5 km 格子を中心とする 20 km 格子内の最大を目				
	的変数としている。				
層別化処理の対象	格子毎、平均降水量				
	・ 1, 3 時間最大降水量 (GSM, MSM, GEPS) 及び 24 時間最大降水量 (GEPS) は、ニュー				
	ラルネットで比率(最大降水量 / 平均降水量)を予測し、平均降水量ガイダンス (MRR)				
備考	に比率を掛けて RMAX を予測する。				
	・ 24 時間最大降水量 (GSM, MSM) は、平均降水量ガイダンス(24 時間) 及びモデル予測				
	値の主成分から線形重回帰式により最大降水量を予測する。				

 $\overline{\ }^4$ 詳細は平成 21 年度数値予報研修テキスト 第 2.1.2 項、平成 22 年度数値予報研修テキスト 第 3.1 節、平成 25 年度数値予報研修テキスト 第 3.1 節及び平成 28 年度数値予報研修テキスト 第 3.3 節を参照のこと。 $\overline{\ }^5$ 入力を x とした時に、出力が $1/\left(1+\exp\left(-ax\right)\right)$ の形で表される関数 (a は係数)。

A.2.2 降雪ガイダンス

最大降雪量ガイダンス	6				
作成対象	5 km 格子				
作成方法	各格子において平均降水量ガイダンス(A.2.1 参照)に雪水比をかけて算出する。雪水比				
作成刀伍	は、ロジスティック関数による非線形回帰 7 で作成した予測式を全格子 (5 km) に適用する。				
作成対象とするモデル	GSM, MSM				
予報対象時間単位	3, 6, 12, 24 時間				
	GSM: 3 時間: FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔				
	6 時間: FT=9 から FT=84 まで 3 時間間隔				
	12 時間: FT=15 から FT=84 まで 3 時間間隔				
 予報期間と間隔	24 時間: FT=27 から FT=84 まで 3 時間間隔				
1、北約11日〇1日1周	MSM: 3 時間: FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔				
	6 時間: FT=6 から FT=39 まで 3 時間間隔				
	12 時間: FT=12 から FT=39まで 3 時間間隔				
	24 時間: FT=24 から FT=39まで 3 時間間隔				
逐次学習の有無	なし(入力としている平均降水量ガイダンスはあり)				
説明変数	平均降水量: A.2.1 降水ガイダンス参照				
DL-973 & \$X	雪水比: 地上気温				
目的変数	平均降水量: A.2.1 降水ガイダンス参照				
H + 1 × 9 ×	雪水比: 気象官署(特別地域気象観測所含む)で観測された降雪量(cm)/降水量(mm)				
層別化処理の対象	雪水比: 降水量				
	・GSM, MSM の雪水比は格子形式気温ガイダンス(A.2.3 参照)を回帰式に入力して予測				
備考	する。				
	・ GSM, MSM は、1 時間毎の降雪量(3時間平均降水量ガイダンスを3等分×1時間雪水				
	比)を計算し、それを積算して 3, 6, 12, 24 時間降雪量を算出。				
	・天気ガイダンス(降水種別)(A.2.5参照)が「雨」の場合または、格子形式気温ガイダ				
	ンスの地上気温が $+2^{\circ}$ C 以上の場合には降雪量を $0~\mathrm{cm}$ とする。				

 $^{^{6}}$ 詳細は平成 21 年度数値予報研修テキスト 第 $^{2.1.3}$ 項及び平成 22 年数値予報研修テキスト 第 $^{3.2}$ 節を参照のこと。 7 雪水比のような上下限値を持つ連続な目的変数に用いられる回帰分析。ロジスティック関数(シグモイド 関数 5 に同じ) を用 いて、最小二乗法で回帰係数を求める。

降雪量地点ガイダンス 8					
作成対象	積雪深計設置のアメダス				
作成方法	GSM, MSM: ニューラルネット(3層:中間、出力ともシグモイド関数 5 を使用)による				
11700万亿	予測に頻度バイアス補正を行う。				
	GEPS: 最大降雪量ガイダンスと同じ手法(ただし、格子ではなくアメダス地点で計算)				
作成対象とするモデル	GSM, MSM, GEPS				
予報対象時間単位	6, 12, 24 時間(GEPS は 24 時間のみ)				
	GSM: 6 時間: FT=9 から FT=84 まで 3 時間間隔				
	12 時間: FT=15 から FT=84 まで 3 時間間隔				
	24 時間: FT=27 から FT=84 まで 3 時間間隔				
予報期間と間隔	MSM: 6 時間: FT=6 から FT=39 まで 3 時間間隔				
	12 時間: FT=12 から FT=39 まで 3 時間間隔				
	24 時間: FT=24 から FT=39 まで 3 時間間隔				
	GEPS: 24 時間: FT=27 から FT=219まで 6 時間間隔				
逐次学習の有無	GSM, MSM: あり				
	GEPS: なし(入力としている平均降水量ガイダンスはあり)				
	GSM, MSM: モデル予測値(地上・925・850・700・500 hPa の気温、地上・925・850・				
	700 hPaの相対湿度、700・500 hPaの高度、925・850・700・500 hPaの風向、925・850・				
説明変数	700・500 hPa の風速、「海面水温 – 925 hPa の気温」、925・850・700 hPa の上昇流、「地				
	$oxed{L} - 850~\mathrm{hPa}$ 」・「 $925 - 700~\mathrm{hPa}$ 」の SSI^3 、地形性降水指数、降水量、地上気圧、気温で層				
	別化した雪水比にモデル降水量を乗じた降雪量)				
目的変数	GSM, MSM: アメダスの積雪深計で観測された 6, 12 時間降雪量				
層別化処理の対象	GSM, MSM: 作成対象地点、初期時刻、予報対象時間(3時間毎1日分)				
	· GSM, MSM: 頻度バイアス補正の閾値は 6 時間降雪量が 1, 5, 15, 30 cm、12 時間降雪				
備考	量が 3, 10, 20, 40 cm を使用。24 時間降雪量は 12 時間降雪量を積算して算出。				
	・GEPS: 説明変数、目的変数及び層別化処理の対象は最大降雪量ガイダンスを参照。				

 $^{^{8}}$ 詳細は平成 20 年度数値予報研修テキスト 第 $^{3.1.5}$ 項、平成 26 年度数値予報研修テキスト 第 $^{3.2}$ 節、平成 28 年度数値予報テキスト 第 $^{3.2}$ 節を参照のこと。

A.2.3 気温ガイダンス

時系列気温ガイダンス					
作成対象	アメダス、空港				
作成方法	カルマンフィルタ				
作成対象とするモデル	アメダス: GSM, MSM, GEPS(GEPS は各メンバー)				
TP/X/J&C 9 & C J /V	空港: MSM				
予報対象時間	毎正時				
	GSM: FT=3 から FT=84まで 1 時間間隔				
予報期間と 間隔	MSM: FT=1 から FT=39 まで 1 時間間隔				
	GEPS: FT=3から FT=219まで 3 時間間隔				
逐次学習の有無	あり				
説明変数	モデル予測値(地上の西・東・南・北風成分、地上風速、地上気温、中・下層雲量、気温				
此列交奴	減率、降水量、前日との気温差)				
	アメダス:アメダスで観測された毎正時(GEPSは3時間毎の正時)の気温				
目的変数	空港:定時飛行場実況観測 (METAR) または自動飛行場実況観測 (METAR AUTO) の毎				
	正時の気温				
層別化処理の対象	作成対象地点、初期時刻、予報時間、季節(暖候期(4~9月)、寒候期(10~3月))				
	暖・寒候期の係数切替前に30日間の事前学習を行う。				
備考	時系列気温ガイダンス (GSM, MSM) を格子に分配して格子形式気温ガイダンス 10 が作成				
	され、降雪量ガイダンス(雪水比)、天気ガイダンス(降水種別)に利用される。				

 9 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト 第 3.3 節及び平成 26 年度研修テキスト 第 3.1 節を参照のこと。

¹⁰ 詳細は平成 21 年度数値予報研修テキスト 第 2.1.3 項、平成 22 年度数値予報研修テキスト 第 3.2.2 項、平成 26 年度数値予報 研修テキスト 第 3.1 節及び本テキスト 第 4.2 節を参照のこと。

最高・最低気温ガイダンス ⁹								
作成対象	アメダス、空港							
作成方法	カルマンフィルタ							
作成対象とするモデル	アメダス: G 空港: MSM	アメダス: GSM, MSM 空港: MSM						
予報対象時間単位			C、最高気温 00~(lの最高・最低気温					
	GSM: アメク	ダス						
	初期値	当日	翌日	翌々日	3日後			
	00UTC	最高	最高・最低	最高・最低	最低			
	06UTC		最高・最低	最高・最低	最高・最低			
	12UTC		最高・最低	最高・最低	最高・最低			
	18UTC	最高	最高・最低	最高・最低	最低			
	MSM: アメ							
	初期値	当日	翌日	翌々日				
予報期間(対象要素)	00UTC	(最高)	最高・最低					
	03UTC		最高・最低					
	06UTC		最高・最低					
	09UTC		最高・最低	(最低)				
	12UTC		最高・最低	(最低)				
		最高(・最低)	(最高・)最低					
	18UTC	最高	(最高・) 最低					
	21UTC	最高	(最高・) 最低					
		、日本時間で初期	明時刻から 見た日付	寸を示す、()内]はアメダスのみ	*		
逐次学習の有無	あり							
説明変数	モデル予測値(地上の西・東・南・北風成分、地上風速、地上気温、中・下層雲量、							
101.73	気温減率、降水量、前日との気温差)							
目的変数	アメダス: アメダスの気温観測(1分値)から算出した最高・最低気温							
	空港: METAR, METAR AUTO, 特別飛行場実況観測 (SPECI) から算出した最高・最低							
	気温							
	作成対象地点、初期時刻、季節(暖候期(4~9月)、寒候期(10~3月))、予報対象要素							
層別化処理の対象	(最高気温、最低気温)、予報時間(日単位)							
	暖・寒候期の係数切替前に 30 日間の事前学習を行う。							

A.2.4 風ガイダンス

定時風ガイダンス 11					
作成対象	アメダス、空港				
作成方法	カルマンフィルタによる予測に風速の頻度バイアス補正を行う。				
作成対象とするモデル	アメダス: GSM, MSM				
TEMMINE	空港: MSM				
予報対象時間	3 時間毎の正時 (GSM)、毎正時 (MSM)				
	アメダス (GSM): FT=3 から FT=84 まで 3 時間間隔				
予報期間と 間隔	アメダス (MSM): FT=1から FT=39まで 1 時間間隔				
	空港 (MSM): FT=2から FT=39まで 1 時間間隔				
逐次学習の有無	あり				
説明変数	モデル予測値(地上風の東西・南北成分)				
目的変数	アメダス: アメダスで観測された 1,3 時間毎の正時の風の東西・南北成分				
日的复数	空港: METAR, METAR AUTO(毎正時)の風の東西・南北成分				
層別化処理の対象	作成対象地点、初期時刻、予報対象時刻(1時間毎1日分)、				
	風向(北東、南東、南西、北西)				
備考	頻度バイアス補正の閾値はアメダスには 2.5, 5.5, 9.5, 13.0 m/s、空港には 5.0, 11.0, 18.0,				
	24.0 ノットを使用。				

最大風速ガイダンス ¹¹					
作成対象	アメダス、空港				
作成方法	カルマンフィルタによる予測に風速の頻度バイアス補正を行う。				
作成対象とするモデル	アメダス: GSM, MSM, GEPS (GEPS は各メンバー)				
TEMMINE	空港: MSM				
予報対象時間単位	3 時間(アメダス)、1 時間(空港)				
	アメダス (GSM): FT=3から FT=84まで 3 時間間隔				
 予報期間と間隔	アメダス (MSM): FT=3から FT=39まで 3 時間間隔				
1、北海11日~1日1周	アメダス (GEPS): FT=3 から FT=219まで 3 時間間隔				
	空港 (MSM): FT=2 から FT=39まで 1 時間間隔				
逐次学習の有無	あり				
説明変数	モデル予測値(地上風の東西・南北成分)				
	アメダス:前3時間の最大風速時(10分毎の観測から算出)の風の東西・南北成分				
目的変数	空港:前1時間の最大風速時(METAR, SPECI, METAR AUTO から算出)の風の東西・				
	南北成分				
層別化処理の対象	作成対象地点、初期時刻、予報対象時刻(1 時間毎 1 日分、GEPS は 3 時間毎 1 日分)、				
	風向(北東、南東、南西、北西)				
備考	頻度バイアス補正の閾値はアメダスには $3.0,7.0,11.0,15.0~\mathrm{m/s}$ 、空港には $6.0,13.0,20.0,$				
	25.0 ノットを使用。				

 $^{^{11}}$ 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト 第 $^{3.4}$ 節及び平成 25 年度数値予報研修テキスト 第 $^{3.2}$ 節を参照のこと。

ガストガイダンス ¹²						
作成対象	空港					
	ガスト 発生確率: ロジスティック 回帰 ¹³					
	ガスト 風速 A: カルマンフィルタ					
作成方法	ガスト 風速 B: カルマンフィルタによる予測に風速の頻度バイアス補正を行う。					
	$\%$ モデルの地上風速が $10~\mathrm{m/s}$ 未満の場合はガスト 風速 A を、 $10~\mathrm{m/s}$ 以上の場合はガスト					
	風速 Bをガスト 風速ガイダンスの予測値とする。					
作成対象とするモデル	MSM					
予報対象時間単位	1 時間(ガスト 風速 A、ガスト 風速 B)、3 時間(ガスト 発生確率)					
予報期間と間隔	ガスト 発生確率: FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔					
プイ	ガスト 風速 A、ガスト 風速 B: FT=2 から FT=39 まで 1 時間間隔					
逐次学習の有無	ガスト発生確率: なし					
逐八子百の有無	ガスト 風速 A、ガスト 風速 B: あり					
	ガスト発生確率:モデル予測値(地上風速の前1時間最大値、境界層最大風速、水平風鉛					
説明変数	直シアー、SSI ³ 、925 hPa 鉛直速度)					
100月交数	ガスト 風速 A: モデル予測値(地上風速最大値)					
	ガスト 風速 B: モデル予測値(地上風の東西・南北成分)					
	ガスト 発生確率: 空港における前3時間のガスト通報の有無(METAR, SPECI, METAR					
 目的変数	AUTO から算出)					
日的多数	ガスト: 空港における 前 1 時間のガスト の最大値(METAR, SPECI, METAR AUTO で					
	ガスト 通報があった場合の事例に限る)					
層別化処理の対象	ガスト発生確率: 作成対象地点、風向(8方位)					
	ガスト 風速 A: 作成対象地点、初期時刻、予報対象時刻(3時間毎1日分)					
	ガスト 風速 B: 作成対象地点、初期時刻、予報対象時刻(3時間毎1日分)、風向(北東、					
	南東、南西、北西)					
備考	頻度バイアス補正の閾値は 1.0, 25.0, 35.0 ノットを使用(ガスト風速 B)。					

最大瞬間風速ガイダンス 12				
作成対象	アメダス			
作成方法	最大瞬間風速 A: カルマンフィルタによる予測に風速の頻度バイアス補正を行う。 最大瞬間風速 B: カルマンフィルタによる予測に風速の頻度バイアス補正を行う。 ※モデルの地上風速が 10 m/s 未満の場合は最大瞬間風速 A を、10 m/s 以上の場合は最大			
	瞬間風速Bを最大瞬間風速ガイダンスの予測値とする。			
作成対象とするモデル	MSM			
予報対象時間単位	1 時間			
予報期間と 間隔	FT=1 から FT=39まで 1 時間間隔			
逐次学習の有無	あり			
説明変数	最大瞬間風速 A: モデル予測値(地上風速最大値)			
此列交奴	最大瞬間風速 B: モデル予測値(地上風の東西・南北成分)			
目的変数	アメダスで観測された前 1 時間の最大瞬間風速の東西・南北成分			
層別化処理の対象	作成対象地点、初期時刻、予報対象時刻(1時間毎1日分)			
備考	頻度バイアス補正の閾値は 13.0, 18.0, 23.0 m/s を使用。			

 $^{^{12}}$ 詳細は平成 23 年度数値予報研修テキスト 第 $^{1.7}$ 節を参照のこと。 13 目的変数が 0,1 の二値データに適した回帰分析。確率を p 、回帰係数を a 、説明変数を x とすると、 $\ln\left(p/\left(1-p\right)\right)=a_0+a_1x_1+\ldots+a_nx_n$ と仮定し、最尤法により回帰係数を求める。

A.2.5 天気ガイダンス

天気ガイダンス ¹⁴							
作成対象	20 km 格子 (GSM)、						
	GSM, MSM: 日照率(ニューラルネット: 3 層。中間層はシグモイド関数 5 、出力層は						
	1次関数を使用)、降水種別(診断法で雨、雨か雪、雪か雨、雪を判別) 及び降水量ガイ						
作成方法	ダンスから天気を算出。						
	・降水の有無は降水量ガイダンスが 1.0 mm(雪、雪か雨は 0.5 mm) 以上/未満で判別。						
	・晴れ/曇りは日照率が 0.5 以上/未満で判別。						
	MSM(空港): お天気	気マップ方式	15				
作成対象とするモデル	GSM, MSM						
	GSM, MSM: 3 時間						
了報為家时间中位	MSM(空港): 1 時間	1					
	GSM: FT=6から F	T=84まで 3	時間間隔				
予報期間と間隔	MSM: FT=3から F	T=39まで3	時間間隔				
	MSM(空港): FT=	2 から FT=39	9まで1時	間間隔			
逐次学習の有無	日照率のみあり						
	日照率:モデル予測	値(1000・92	5· 850· 7	00 · 500 · 4	.00 · 300 hPa	a の相対湿度	、降水
	量、850 hPaと 50	0 hPa の気温	差)				
=¥	降水種別:格子形式:	気温ガイダン	ス、モデル	·予測値(85	50 · 800 · 700	0 hPa 気温、	地上相
説明変数	対湿度)						
	MSM(空港): 時系列気温ガイダンス、モデル予測値(850 hPa 気温、地上湿度、降水						
	量、下層・中層・	量、下層・中層・上層雲量)					
	日照率:アメダスで	観測された前	3 時間(9-	12 時、12-1	15 時)の日期	 資率	
目的変数	降水種別: 気象官署	降水種別: 気象官署で目視観測された降水種別(雨、雪)					
	MSM(空港): METAR, SPECI から算出した卓越天気						
	日照率: 作成対象地	点、暖候期(4	4~9月)と	: 寒候期(1	0~3月)		
層別化処理の対象	暖・寒候期の係数切替時には30日分の事前学習を行う。						
	降水種別、MSM(空	(港): なし					
	・日照率は、アメダスの日照率を格子に分配する。						
	・降水種別 6 は、格子気温ガイダンス及びモデル予想値(地上相対湿度)から雨雪判別を						
	行い、加えて T850	O, T800, T700)、標高、袖	補正前の種類	別に応じて下	表の通り補正	Eする。
	標高	T850	T800	T700	補正前	補正後	
	標高によらず	2°C 以上	1	<u>'</u>		雨	
	1,500 m 以上~	2°C 以上				雨	
	2,000 m 未満						
	1,500 m 未満	2°C以上				雨	
備考		1°C 以上			雪	雪か雨	
		2°C 未満			雪以外	雨	
		0°C以上			雪	雪か雨	7
		1°C 未満			雪か雨	雨か雪	
					雨か雪	雨	
	※表の空欄は条件	こよらないこ	とを示す。	1	1		
	* T850, T800, T7	700: それぞれ	モデルの	850 hPa, 80	00 hPa, 700 l	hPa の気温	
	・ MSM(空港) はお	天気マップ方	5式だが、 [→]	モデル 1 時	間降水量から	弱・並・強の	り降水強
	度も予測。雨雪判り	別に時系列気	温ガイダン	ス(空港)	を利用。		

 $^{^{14}}$ 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト 第 $^{3.5}$ 節を参照のこと。 15 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト 第 $^{3.8}$ 節、第 $^{3.9}$ 節及び平成 27 年数値予報研修テキスト 第 $^{4.3}$ 節を参照のこと。

A.2.6 発雷確率ガイダンス

発雷確率ガイダンス ¹⁶				
作成対象	20 km 格子			
作成方法	ロジスティック回帰 ¹³			
作成対象とするモデル	GSM, MSM			
予報対象時間単位	B 時間			
予報期間と間隔	GSM: FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔			
7/ 和粉加可C 间隔	MSM: FT=3から FT=39まで 3 時間間隔			
逐次学習の有無	なし			
説明変数	以下のモデル予測値の説明変数候補(仮予測因子) 11 個から層別化毎に異なる 6 個の説明変数を選択するが、下線を引いたものは必ず選択する。 ・ <u>SSI</u> : ショワルター安定指数。-10°C 高度が 3 km 以上の場合は SSI(850 - 500 hPa)、3 km 未満の場合は SSI(925 - 700 hPa)とする。 ・ <u>CAPE</u> : 対流有効位置エネルギー(地上または 925 hPa から持ち上げの高い方を選択)・前 3 時間降水量(20 km 格子内の最大値)・鉛直シアー(850 - 500 hPa)・500 hPa の渦度(200 km 平均)・気温が -10°Cとなる高度・下層風(700 hPa 以下)の X 軸成分・同 Y 軸成分・850 hPa 以下の気温減率・冬型降水の指数: 風向別降水率×850 hPa 風速×(海面と下層温位の飽和比湿差)。ただし -10°C 高度が 5 km 未満の時のみ利用する。・気柱相対湿度:鉛直方向に飽和していると仮定した飽和可降水量に対する可降水量の比率			
目的変数	対象とする 20 km 格子を含む周辺 9 格子(60 km 四方)における発雷の有無。雷監視システム (LIDEN)をレーダー観測を使って品質管理し、かつ飛行場実況通報と一般気象官署の記事を含めて作成している。			
層別化処理の対象	35 区域、予報時間(GSM は FT=0~12, 12~24, …, 72~84 の 7 段階、MSM は FT=3~9, 9~15, 15~21, 21~27, 27~33, 33~39 の 6 段階)、-10°C 高度(3 km 未満、3~5 km、5 km 以上)、対象時刻(-10°C 高度が 5 km 以上の場合に午前(12~03UTC)と午後(03~12UTC)に分ける)			
備考	予測は LAF (Lagged Average Forecast) 及び LAF なしの 2 つを作成している。LAF は GSM では過去 2 初期値、MSM では過去 8 初期値を使って、重み付き平均としており、古 い初期値ほど重みを減らすようにしている。			

 $^{^{16}}$ 詳細は平成 21 年度数値予報研修テキスト 第 $^{2.1}$ 節及び平成 27 年度数値予報研修テキスト 第 $^{4.1}$ 節を参照のこと。

A.2.7 雲ガイダンス

雲ガイダンス ¹⁷	
作成対象	空港
作成方法	ニューラルネット(3層:中間、出力ともにシグモイド関数5を使用)による予測に頻度バ
	イアス補正を行う。
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間単位	1 時間
予報期間と 間隔	FT=2 から FT=39 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	モデル予測値(モデル面湿度、降水量、925 hPa(松本空港は850 hPa)と地上の平均気温
	減率)
目的変数	METAR, SPECIから算出した上空 38 層の雲量。METAR がない時間帯は METAR AUTO
	を利用。
層別化処理の対象	作成対象地点(空港)、予報対象時刻(1時間毎1日分)、季節(暖候期(4~10月)、寒候
	期(11~3月))
	寒・暖候期の係数切替前に 30 日間の事前学習を行う。
	・ニューラルネットで空港上空の 38 層の雲量を求め、それを下から検索することによって
備考	3層の雲層を抽出している。
	・頻度バイアス補正の閾値は 0/8, 1/8, 3/8, 5/8, 8/8 雲量を使用。

雲底確率ガイダンス ¹⁸			
作成対象	空港		
作成方法	ロジスティック回帰		
作成対象とするモデル	MSM		
予報対象時間単位	3 時間		
予報期間と 間隔	FT=6 から FT=39 まで 3 時間間隔		
逐次学習の有無	なし		
説明変数	以下のモデル予測値 ・前3時間降水量(雨+雪+霰) ・前3時間降水量(雪) ・925 hPa(松本空港は850 hPa)と地上の平均気温減率 ・各空港の標高(モデル)から1000 ft,600 ft の高度における相対湿度、風の東西・南北成分、雲量(CVR)、(雲水量+雲氷量)(CWC)		
目的変数	METAR, SPECIから算出した前3時間の最低シーリングが1000 ft 及び600 ft 未満(1) だ否か(0)。 METAR がない時間帯は METAR AUTOを利用。		
層別化処理の対象	作成対象地点(空港)、季節(暖候期(4~10月)、寒候期(11~3月))、予報時間(6時間区切り)、予報対象時刻(3時間毎1日分)		

 $^{^{17}}$ 詳細は平成 17 年度数値予報研修テキスト第 6.3 節を参照のこと。 18 詳細は平成 22 年度数値予報研修テキスト第 3.4 節を参照のこと。

A.2.8 湿度ガイダンス

最小湿度ガイダンス ¹⁹					
作成対象	気象官署(特別地域気象観測所含む)				
作成方法	ニューラルネット(3層:中間層はシグモイド関数 5 、出力層は 1 次関数を使用)				
作成対象とするモデル	GSM, MSM				
予報対象時間単位	24 時間 (15~15UTC)				
	GSM				
	初期値 型日 翌々日 3日後				
	00UTC O O				
	06UTC O O				
	12UTC O O				
	18UTC O O				
予報期間と間隔	MSM(18UTC は作成されない)				
	初期値 当日 翌日				
	00UTC O				
	03UTC O				
	06UTC O				
	09UTC O				
	12UTC O				
	15UTC O				
~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	「翌日」等は、日本時間で初期時刻から見た日付を示す。				
逐次学習の有無	あり				
	モデル予測値(地上気温、850 hPa 風速、1000・925・850 hPa 平均相対湿度、地上最小 温度、地上最小とは、1000・700 hPa 原理域家、地上最高原理、地上最高原理出現時のと				
説明変数	湿度、地上最小比湿、1000~700 hPa 気温減率、地上最高気温、地上最高気温出現時の比別 25 hPa 最高気温出現時の比別 地上、1000、025、250、700、500 hPa の日平均相				
就 <b>明</b> 多数 	湿、925 hPa 最高気温出現時の比湿、地上・1000・925・850・700・500 hPa の日平均相 対湿度)				
 目的変数	<ul><li>気象官署(特別地域気象観測所含む)の日最小湿度(1分値から算出)</li></ul>				
口时久奴	作成対象地点(気象官署及び特別地域気象観測所)、夏期(4~9月)、冬期(10~3月)。				
層別化処理の対象	寒・暖候期の係数切替時には 30 日間の事前学習を行う。				

時系列湿度ガイダンス	20		
作成対象	気象官署(特別地域気象観測所含む)		
作成方法	カルマンフィルタ		
作成対象とするモデル	GSM, MSM		
予報対象時間	毎正時		
予報期間と間隔	GSM: FT=3 から FT=84まで 1 時間間隔		
	MSM: FT=1 から FT=39 まで 1 時間間隔		
逐次学習の有無	あり		
説明変数	モデル予測値(地上相対湿度、地上の西・東・南・北風成分、地上風速、中・下層雲量、前		
	1 時間降水量、海面更正気圧)		
目的変数	気象官署(特別地域気象観測所含む)の毎正時の湿度		
層別化処理の対象	作成対象地点、初期時刻、予報時間		
備考	時系列湿度ガイダンスと観測から計算した日平均・実効湿度も作成している。		

¹⁹ 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト 第 3.6.2 項を参照のこと。 ²⁰ 詳細は平成 27 年度数値予報研修テキスト 第 4.2 節を参照のこと。

# A.2.9 視程ガイダンス

視程ガイダンス ²¹			
作成対象	空港		
作成方法	カルマンフィルタの予測に頻度バイアス補正を行う。		
作成対象とするモデル	MSM		
予報対象時間単位	1時間(視程)、3時間(視程確率)		
予報期間と間隔	視程: FT=2 から FT=39 まで 1 時間間隔		
	視程確率: FT=6 から FT=39 まで 3 時間間隔		
逐次学習の有無	あり		
説明変数	モデル予測値(地上相対湿度、雲水量、地上気温、地上風速、降水量)		
	視程: METAR, SPECI から算出した前 1 時間の最小視程と平均視程。		
目的変数	視程確率:METAR, SPECIから算出した前3時間最小視程が5km, 1.6 km 未満 (1)か否 │		
	か (0)		
層別化処理の対象	作成対象地点(空港)、天気(無降水、雨、雪)、予報対象時刻(3時間毎1日分、無降水		
/自为1.1口次6.5至6.2 X 1 3K	のみ)		
備考	・ 視程は前 1 時間の最小視程及び平均視程を予想する。		
1/用 与	・頻度バイアス補正の閾値は 0.8, 1.6, 3.2, 5.0, 10.0 km を使用。		

視程分布予想 (MSM) ²²		
作成対象	5 km 格子( 等緯度経度格子)	
	消散係数による診断法	
	視程 VIS = $3/(\sigma_p + \sigma_c + \sigma_r + \sigma_s)$	
   作成方法	$\sigma_p = 0.1 \left(1 - \text{RH}\right)^{-0.5}$ : 浮遊塵の消散係数	
IF/A/JIA	$\sigma_c = 12.0  imes \mathrm{QC}^{0.9}$ : 雲の消散係数	
	$\sigma_r = 0.45 \times \text{RAIN}^{0.55}$ : 雨の消散係数	
	$\sigma_s = 7.5 \times \text{SNOW}^{0.7} + 0.07 \times \text{FF}$ : 雪の消散係数	
作成対象とするモデル	MSM	
予報対象時間単位	3 時間	
予報期間と間隔	FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔	
逐次学習の有無	なし	
	モデル予測値	
	$\mathrm{QC}$ : モデル面第 $2{\sim}9$ 層の雲水量の和 $[\mathrm{g/kg}]$	
説明変数	RAIN: モデル内の降水量(雨)の予測 [mm/h]	
	SNOW: モデル内の降水量(雪、霰、雲氷)の予測 [mm/h]	
	RH: モデル面第1層の湿度 [%]。85%を上限。	
	FF: モデル面第 1 層の風速 [m/s]	
目的変数	各格子の前3時間の最小視程	
層別化処理の対象	なし	
	・ MSM( ランベルト ) とガイダンス( 等緯度経度) の座標系の違いにより、南北端で一部	
備考	欠損値が入る。	
加州石	・ 視程 VIS の他に雲の消散係数 $\sigma_c$ から計算した視程、雨の消散係数 $\sigma_r$ から計算した視	
	程、雪の消散係数 $\sigma_s$ から計算した視程も作成している。	

視程分布予想 (GSM) ²³	
作成対象	20 km 格子( 等緯度経度格子)、赤道~65 °N, 100~180 °E
	消散係数による診断法
	視程 VIS = $3/(\sigma_p + \sigma_c)$
	$\sigma_p = 0.162 \left(1 - \text{RH}\right)^{-0.5}$ : 浮遊塵の消散係数
作成方法	$\sigma_c = 22.7 \times \text{CWC}_3^{0.96}$ : 雲の消散係数(オホーツク海: $45 \sim 60^{\circ}\text{N}$ 、 $140 \sim 155^{\circ}\text{E}$ )
_	$\sigma_c = 29.3 \times \text{CWC}_2^{0.96}$ : 雲の消散係数(オホーツク海以外)
	$\sigma_r = 0.403 \times \text{RAIN}^{0.5}$ : 雨の消散係数
	$\sigma_s = 2.14 \times \text{RAIN}^{0.7} + 0.167 \times \text{FF}$ : 雪の消散係数
作成対象とするモデル	GSM
予報対象時間単位	3 時間
予報期間と間隔	FT=3 から FT=84 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
	モデル予測値
	CWC3 : 地表気圧より 上層の P 面 3 層の雲水量の和 [g/kg]
説明変数	$\mathrm{CWC}_2$ : 地表気圧より 上層の $\mathrm{P}$ 面 $\mathrm{2}$ 層の雲水量の和 $\mathrm{[g/kg]}$
	RH: 地上面の湿度 [%]。85%を上限。
	RAIN: 降水量(3時間内の1時間降水量の最大)
	FF: 地上面の風速 [m/s]
目的変数	各格子の前3時間の最小視程
層別化処理の対象	なし
	・降水の雨雪判別は天気ガイダンス(降水種別)に準じている。
備考	$ \cdot $ 視程 VIS の他に雲の消散係数 $\sigma_c$ から計算した視程、雨の消散係数 $\sigma_r$ から計算した視
	$ $ 程、雪の消散係数 $\sigma_s$ から計算した視程も作成している。

 $^{^{23}}$  詳細は平成 25 年度数値予報研修テキスト 第 3.3 節を参照のこと。

#### A.2.10 航空悪天 GPV²⁴

航空悪天 GPV				
作成対象とするモデル	MSM, LFM			
作成対象	MSM: 40 km	格子(ポーラーステレオ座標)		
	LFM: 10 km 格子( ポーラーステレオ座標)			
作成層と要素		風の X·Y 方向成分、気温、相対湿度、高度、海面更正気圧、圏界面気圧、積		
	地上面	算降水量、中層雲量、下層雲量、積乱雲量( LFM は付録 A.2.9 の視程分布予		
		想に示した視程も含む)		
	FL 面 ²⁵	風の X・Y・Z 方向成分、気温、相対湿度、高度、乱気流指数、鉛直シアー、		
		着氷指数(LFM は水蒸気混合比も含む)		
	積乱雲頂高度	1 12 11 11		
	乱気流指数 ²⁶ :	ロジスティック 回帰 ¹³		
作成方法(モデル直接				
出力を除く)	積乱雲頂高度 ²⁸ :パーセル法に基づく診断法			
	圏界面気圧:第1圏界面の定義(高層気象観測指針第2.3.1節)に基づく診断法			
予報対象時間	毎正時			
-   予報期間と間隔	MSM: FT=0	から FT=39まで 1 時間間隔		
丁牧州旧と  明惘	LFM: FT=0から FT=9まで 1 時間間隔			
逐次学習の有無	なし			

北太平洋航空悪天 GPV	r			
作成対象とするモデル	GSM			
作成対象	格子間隔 0.5 度( 等緯度経度座標)、10°S~65 °N, 80 °E~110 °W			
作成層と要素	地上面	風の東西・南北成分、気温、相対湿度、海面更正気圧、積算降水量、全雲量、 下層雲量、中層雲量、上層雲量		
	FL 面 ²⁵	風の東西・南北成分、鉛直 P 速度、気温、相対湿度、高度、乱気流指数、鉛 直シアー、着氷指数		
	積乱雲頂高度	高度		
	最大風速面	高度、気圧、風の東西・南北成分、気温		
	圏界面	高度、風の東西・南北成分、気温		
	乱気流指数 ²⁹ :	乱気流指数 29 : ロジスティック回帰 13		
作成方法(モデル直接	着水指数 ²⁷ : 診断法			
出力を除く)	積乱雲頂高度 ²⁸ : パーセル法に基づく診断法			
	圏界面高度: 第1圏界面の定義(高層気象観測指針第2.3.1節)に基づく診断法			
予報対象時間	3 時間毎の正時			
予報期間と間隔	FT=0から FT	Y=36まで 3 時間間隔		
逐次学習の有無	なし			

²⁴ 統計処理を行っていないモデルの直接出力の要素も含んでいるが、航空悪天 GPV の仕様を示すために、全ての要素を示す。

 $^{^{25}}$  MSM と北太平洋は FL010 から FL550 まで 2000 ft 間隔。LFM は FL010 から FL450 まで 1000 ft 間隔。FL はフライトレ ベルで、標準大気における気圧高度 (ft) を 100 で割った値。

 $^{^{28}}$  詳細は航空気象ノート第 69・70 号(  $\mathrm{p1}{\sim}8$ ) を参照のこと。

²⁹ 詳細は平成 28 年度数値予報研修テキスト 第 3.1 節を参照のこと。

全球航空悪天 GPV				
作成対象とするモデル	GSM	GSM		
作成対象	格子間隔 1.25	格子間隔 1.25 度(等緯度経度座標)		
作成層と要素	気圧面 ³⁰	乱気流指数、鉛直シアー		
	積乱雲頂高度	高度		
	最大風速面	高度、風の東西・南北成分、気温		
	圏界面	高度、風の東西・南北成分、気温		
作成方法(モデル直接 出力を除く)	乱気流指数 ²⁹ :	ロジスティック回帰 ¹³		
	積出雲頂局度 20: ハーセル法に基づく 診断法			
	圈界面高度: 第	第1圏界面の定義(高層気象観測指針第2.3.1節)に基づく診断法		
予報対象時間	6 時間毎の正時			
予報期間と間隔	FT=0から FT	7=36まで 6 時間間隔		
逐次学習の有無	なし			

 $\overline{\phantom{a}^{30}}$ 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100 hPa

#### A.3 プロダクトの送信時刻¹

局地モデル

スーパーコンピュータシステムでは、数値予報モデルによる予測計算終了後に、その計算結果をユーザーの利用 目的に合った各種プロダクトに加工して気象情報伝送処理システム(アデス)等に送信し、気象庁内外に配信している。

2017 年 10 月末現在のプロダクト 送信終了時刻を、表 A.3.1 に示す。なお、解析や予測にかかる計算時間は日々変化するため、送信終了時刻も日々変動する。

上記の変動も考慮しプロダクト 利用者には気象業務支援センターを通じてあらかじめ表 A.3.2 のように周知している。 表 A.3.1 プロダクトの送信終了時刻(2017年10月末現在)

数値予報モデル等と初期時刻		プロダクト の送信終了時刻 ²
全球モデル	00, 06, 12, 18UTC	初期時刻 + 3 時間 45 分程度
主体にデル	延長プロダクト ³ 12UTC	初期時刻 + 6 時間 30 分程度
全球アンサンブル予報モデル	00UTC	初期時刻 + 5 時間 55 分程度
(週間プロダクト)	12UTC	初期時刻 + 7時間 55 分程度
全球アンサンブル予報モデル	00 06 10 101/7/0	
( 台風プロダクト)	00, 06, 12, 18UTC	配信なし( 気象庁内利用のみ) 
) \ ) i	00, 03, 06, 09,	短期性划 , 6 吐胆 15 八和南

 メソモデル
 00,00,00,00,

 12,15,18,21UTC
 初期時刻 + 2時間15分程度

初期時刻 + 1 時間 20 分程度

毎時大気解析 毎正時 初期時刻 + 27 分程度

毎正時

表 A.3.2 プロダクト 利用者にあらかじめ周知した送信時刻(2017年10月末現在	
	)

数値予報モデル等と初期時刻		周知したプロダクト送信時刻4	
全球モデル	00, 06, 12, 18UTC	初期時刻 + 4 時間以内	
( GPV、ガイダンス、FAX)	延長プロダクト ³ 12UTC	初期時刻 + 7 時間以内	
全球アンサンブル予報モデル	00UTC	初期時刻 + 6 時間以内	
( 週間プロダクト GPV/FAX)	12UTC	初期時刻 + 8 時間以内	
メソモデル	00, 03, 06, 09,	初期時刻 + 2 時間 30 分以内	
( GPV、ガイダンス、FAX ⁵ )	12, 15, 18, 21UTC	初朔时刻 十 2 时间 50 万 50 7	
局地モデル	毎正時	初期時刻 + 1 時間 30 分以内	
(GPV)	1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.	切粉时刻 十 1 时间 50 万 5/1	
毎時大気解析	毎正時	初期時刻 + 30 分以内	
(GPV)	中市村		

(補足)周知した送信時刻より 30 分以上の遅延が生じるか遅延が見込まれる場合には、その旨を伝える連絡報を発信する。送信時刻は以下の文書を参照。

- 「配信資料に関する技術情報(気象編)第389号」(平成26年1月27日)
- 「配信資料に関する技術情報(気象編)第388号」(平成26年1月27日)
- 「お知らせ(配信資料に関する技術情報(気象編)第383号関連)」(平成26年1月23日)
- 「配信資料に関する技術情報(気象編)第373号」(平成25年5月15日)
- 「配信資料に関する技術情報(気象編)第269号」(平成19年9月27日)
- 「お知らせ(配信資料に関する技術情報(気象編)第205号関連)(平成18年2月6日)
- 「配信資料に関する技術情報(気象編)第196号」(平成17年4月28日)

¹ 栗原 茂久

² スーパーコンピュータシステムからアデス等への送信が終了した時刻のこと。

 $^{^3}$  延長プロダクトの予測時間は 87~264 時間である。

⁴ 気象業務支援センターへの配信が終了する時刻のこと。

⁵ 国内航空路 6,12 時間予想断面図、および国内悪天 12 時間予想図を送信している。

# 付録B 最近の改善のまとめ*

2016 年 11 月から 2017 年 10 月までに実施した数値 予報システム、アプリケーション及びプロダクトの変 更を表 B.1.1 にまとめた。以下にこれらの概略を記す。

#### B.1 数値予報システムの変更

#### B.1.1 全球数値予報システム

2016年12月15日に全球解析において、ひまわり8号から算出される大気追跡風の利用手法を改良した。より適切にデータを利用するために、ジェット気流の軸付近の大気追跡風に対してより適切な品質管理を行う手法を導入した。これにより、特にジェット気流が強い冬季の予報初期を中心に日本付近で500hPaにおけるジオポテンシャル高度の予測誤差が減少することを確認した。

2017年1月19日に週間アンサンブル予報システム (WEPS) と台風アンサンブル予報システム (TEPS) を統合するとともに、予報モデル、摂動作成手法、下部境界条件の改良を実施した(第1.4節)。これにより、日本域の降水予測、台風の進路予測、北半球の500 hPaジオポテンシャル高度予測等において精度が向上した。なお、2017年3月には1か月アンサンブル予報システムをも統合し、全球アンサンブル予報システム (GEPS)として運用を行っている。

2017 年 3 月 29 日に全球解析において、米国の極軌道気象衛星 Suomi-NPP 搭載のマイクロ波サウンダ ATMS 及びハイパースペクトル赤外サウンダ CrIS 並びに米国の極軌道気象衛星 DMSP 搭載のマイクロ波放射計 SSMIS の観測データの利用を開始した(第3.1.2項、第3.1.3項、第3.1.4項)。これらにより、全球モデルの予報時間前半を中心とした台風中心位置の予測精度や北半球の500 hPa ジオポテンシャル高度の予測精度等が向上した。

2017年5月25日に全球モデル (GSM) において、積雲・雲・放射・陸面・海面等の物理過程の改良を実施すると共に、力学過程の改良を実施した。また、全球解析で用いる背景誤差を最新のモデルに基づいた値へと更新した(第1.1節、第1.2節)。これらにより、台風の進路予測精度、北半球の500hPaジオポテンシャル高度や850hPa気温の予測精度等が向上し、降水の日変化の表現等が改善した。

2017 年 7 月 25 日に全球解析において、GNSS 掩蔽 観測データの利用手法を改良した(第 3.1.5 項)。これ により、熱帯成層圏の気温と風、及び台風の予測精度 が向上した。

#### B.1.2 メソ数値予報システム

2017 年 2 月 28 日にメソモデル (MSM) において、雲・積雲・放射・地表面等の物理過程の改良を実施するとともに、力学過程の改良を実施した(第 2.1 節)。これらにより、夏期を中心とした降水予測精度等が向上した。

# B.1.3 局地数値予報システム

2017年1月26日に局地モデル(LFM)において、力 学・物理過程の改良を実施するとともに、局地解析にお いて、変分法バイアス補正を導入し、晴天域の衛星輝度 温度(ひまわり8号に搭載される可視赤外放射計AHI、 国立研究開発法人宇宙航空研究開発機構 (JAXA) が打 ち上げた水循環変動観測衛星「しずく」 (GCOM-W) に搭載されるマイクロ波放射計 AMSR2、JAXAと米 国航空宇宙局 (NASA) が共同で打ち上げた全球降水観 測計画 (GPM) 主衛星に搭載されるマイクロ波放射計 GMI、欧州の現業極軌道衛星 Metop や米国の現業極軌 道衛星 NOAA に搭載されるマイクロ波気温サウンダ AMSU-A 及びマイクロ波水蒸気サウンダ MHS、米国 の午後軌道地球観測衛星 Aqua に搭載される AMSU-A 並びに DMSP に搭載される SSMIS ) 及び衛星土壌水 分量プロダクト(「しずく」に搭載される AMSR2 及 び Metop に搭載されるマイクロ波散乱計 ASCAT によ る)の利用を開始した(第3.2節)。これらにより、冬 季の弱い降水予測に対する精度等が向上した。

# B.1.4 毎時大気解析

2017年7月25日に毎時大気解析において、局地解析で用いている asuca 変分法データ同化システムを導入し、これに伴い鉛直内挿手法の変更等が導入された(第2.4節)。この変更により、旧解析システムで過大に評価されていた風速の鉛直シアーが観測に近づき、乱気流の捕捉精度が向上した。

#### B.2 アプリケーションおよびプロダクトの変更

ガイダンス等に関する変更では、2016年11月30日にGSM降雪量地点ガイダンスの改良を行うとともに、同じ仕様のMSM降雪量地点ガイダンスを新規に開発し、運用を開始した(平成28年度数値予報研修テキスト第3.3節)。GSM降雪量地点ガイダンスでは、予測地点の追加、6,24時間降雪量の要素追加等の仕様拡充に加え、予測手法の改良を行った。これらにより、ガイダンスの利便性が向上すると共に予測精度が大幅に改善した。また、新たに開発したMSM降雪量地点ガイダンスでは、GSM降雪量地点ガイダンスを上回る予測精度を確認している。

また、同日に GSM 及び MSM 格子気温ガイダンス の改良を実施した(第4.2節)。作成手法の改善によ

^{*} 石田 純一、高田 伸一

表 B.1.1 2016 年 11 月から 2017 年 10 月までに実施した数値予報システム、アプリケーションおよびプロダクトの主な変更

変更日	概要	参考文献
2016年11月30日	降雪量地点ガイダンスの改良と開発	平成 28 年度数値予報研修テキスト 第 3.3 節
2016年11月30日	格子気温ガイダンスの改良に伴う最大降雪量・	本テキスト 第 4.2 節
	天気ガイダンスの改善	
2016年12月15日	全球解析におけるひまわり 8 号から算出され	配信資料に関する技術情報第 451 号
	る大気追跡風の利用手法の改良	
2017年1月19日	週間アンサンブル予報システム及び台風アン	配信資料に関する技術情報第453号、本テキス
	サンブル予報システムの統合による全球アン	ト第1.4節
	サンブル予報システムの導入並びに改良	
2017年1月26日	局地モデルの力学・物理過程の改良及び局地	配信資料に関する技術情報第454号、本テキス
	解析における晴天衛星輝度温度及び衛星土壌	ト第3.2節
	水分量プロダクトの利用開始	
2017年2月28日	メソモデルの力学・物理過程の改良とそれに	配信資料に関する技術情報第457号、本テキス
	伴うガイダンスの改良	ト第 2.1 節・第 2.3 節
2017年3月29日	全球解析における Suomi-NPP 搭載のマイク	配信資料に関する技術情報第461号、本テキス
	口波サウンダ ATMS 及びハイパースペクトル	ト第3.1.2項・第3.1.3項・第3.1.4項
	赤外サウンダ CrIS 並びに DMSP 搭載のマイ	
	クロ波放射計 SSMIS の観測データの利用開始	
2017年5月25日	全球モデルの物理過程等の改良とそれに伴う	配信資料に関する技術情報第464号、本テキス
	ガイダンスの改良	ト第1.1節・第1.2節・第1.3節
2017年5月25日	全球モデルを用いた着氷指数の開発と積乱雲	本テキスト 第 4.3 節
	頂高度予測の改良	
2017年6月8日	降水ガイダンスの改良	配信資料に関する技術情報第466号、本テキス
		ト第4.1節
2017年7月25日	全球解析における GNSS 掩蔽観測データの利	配信資料に関する技術情報第470号、本テキス
	用手法の改良	ト第 3.1.5 項
2017年7月25日	毎時大気解析の改良	配信資料に関する技術情報第471号、本テキス
		ト第 2.4 節

り格子気温の予測精度が改善し、当ガイダンスを利用 している、最大降雪量ガイダンス及び天気ガイダンス (降水種別)の予測精度が改善した。

2017 年 2 月 28 日に行われた MSM の改良に伴い、 MSM ガイダンスの予測式の係数最適化及び係数再作成を行った(第 2.3節)。 MSM の改良に加えて当措置を行ったことにより、 MSM ガイダンスの多くの要素で予測精度が改善となった。

2017 年 5 月 25 日に行われた GSM の改良に伴い、GSM ガイダンスの予測式の係数最適化及び係数再作成を行った(第1.3.1 項)。GSM の改良に加えて当措置を行ったことにより、GSM ガイダンスの予測精度は同等から改善となった。

また、同日には GSM 着氷指数の開発及び GSM 積 乱雲頂高度予測の改良を実施した(第4.3節)。 MSM 着氷指数と同様な手法で GSM 着氷指数を作成するこ とにより、MSM より広い範囲で、かつ MSM と同程 度の予測精度で着氷を予測できる。また、GSM 積乱雲 頂高度の改良により、日本付近及び熱帯の積乱雲の予 測精度が改善した。

2017年6月8日には GSM 及び MSM 降水ガイダン スの改良を実施した(第4.1節)。カルマンフィルタの 係数更新方法の変更及び頻度バイアス補正の改良により、降水量ガイダンスの過剰な予測を抑制し、より信 頼度の高い予測となった。

# 付録 C プロダクトの物理量の仕様及び算出手法*

2017 年 10 月時点における、気象業務支援センターを通じて提供する数値予報資料として、全球数値予報モデル GPV、週間予報アンサンブル GPV、メソ数値予報モデル GPV 及び局地数値予報モデル GPV がある。ここでは、これらに含まれる物理量及びその算出手法についてまとめた。

# C.1 全球数値予報モデル GPV 及び週間予報アンサンブル GPV

表 C.1.1 全球数値予報モデル GPV 及び週間予報アンサンブル GPV に含まれる物理量と算出手法

	1.1 上外妖胆子報とアル GIV 及び 週間子報アン アンフル GIV に日よれる 物理重と 井田子岳			
地上				
海面更正気圧	地上気圧及び静力学平衡を仮定して算出した地上気温から、温度減率 5 K km ⁻¹ を仮定して標			
	高 $0~\mathrm{m}$ の気圧を算出する。			
地上気圧	予報変数でありそのまま値を格納する。			
屈	高度 10 m の値として接地境界層の安定度を考慮して算出する。東西風と南北風の 2 成分。草			
風	開 (2012) も参照のこと。			
気温	高度 2 m の値として接地境界層の安定度を考慮して算出する。草開 (2012) も参照のこと。			
相対湿度	高度2mの値として接地境界層の安定度を考慮して算出する。草開(2012)も参照のこと。			
積算降水量	予報初期時刻から対象となる予報時間まで積算した値。			
	まず、雲スキーム (中川 2012)を用いて、モデル面の各鉛直層における雲量を算出する。続いて、			
上層雲量、	下層・中層・上層に含まれる鉛直層での雲量を用い、マキシマムランダムオーバーラップ (長澤			
中層雲量、	2008) を仮定して下層雲量、中層雲量、上層雲量を算出する。ここで、地上気圧を 1000 hPaと			
下層雲量、	した時に、 $850~\mathrm{hPa}$ となる鉛直層及び $500~\mathrm{hPa}$ となる鉛直層を決定し、それぞれ下層と中層の			
全雲量	境界及び中層と上層の境界とする。さらに、全雲量は全ての鉛直層の雲量からマキシマムラン			
	ダムオーバーラップ (長澤 2008)を仮定して算出する。			
気圧面				
高度	ジオポテンシャル高度である。ただし、重力加速度は一定値を用いる。モデル面各層から鉛直			
问及	内挿して算出する。気圧面が地上気圧より低い場合は温度減率5K km ⁻¹ で鉛直外挿する。			
風	東西風と南北風の2成分。モデル面各層から鉛直内挿して算出し、高度が標高より低い場合は			
/生\	モデル面最下層の値を与える。			
気温	モデル面各層から鉛直内挿して算出し、高度が標高より低い場合は温度減率 5 K km ⁻¹ で鉛直			
	外挿する。			
上昇流	鉛直 p 速度である。モデル面各層から内挿し、高度が標高より低い場合はモデル面最下層の値			
	を与える。			
相対湿度	氷に対する飽和水蒸気量を考慮する。 $-15$ $\mathbb C$ 以下では氷に対する飽和水蒸気量を、 $0$ $\mathbb C$ 以上			
	では水に対する飽和水蒸気量を、 $-15^{\circ}$ $\sim$ $0^{\circ}$ では両者を線形内挿した値をそれぞれ用いる。			
	モデル面各層から内挿し、高度が標高より低い場合は最下層の値を与える。			

148

^{*} 石田 純一

# C.2 メソ数値予報モデル GPV 及び局地数値予報モデル GPV

表 C.2.1 メソ数値予報モデル GPV 及び局地数値予報モデル GPV に含まれる物理量と算出手法

#面更正気圧		J.2.1 ググ 数値 ア報モブル GPV 及び 同地数値 ア報モブル GPV に含まれる 物理里と 昇山于伝			
# 世上気圧	地上				
世上気圧    圧を算出する。   高度 10 mの値として接地境界層の安定度を考慮して算出する。東西風と南北風の2成分。原 (2008a)、草開 (2012)も参照のこと。   高度 1.5 mの値として接地境界層の安定度を考慮して算出する。原 (2008a)、草開 (2012)も参照のこと。   高度 1.5 mの値として接地境界層の安定度を考慮して算出する。原 (2008a)、草開 (2012)も参照のこと。   精力湿度   南度 1.5 mの値として接地境界層の安定度を考慮して算出する。原 (2008a)、草開 (2012)も参照のこと。   時間降水量   対象となる予報時刻の1時間前から予報時刻まで積算した値。   メソ)   横算降水量   子報初期時刻から対象となる予報時間まで積算した値。   よず、部分凝結スキーム (原 2008b)を用いて、モデル面各鉛直層で各層における雲量を算出する。続いて、上層・中層・下層に含まれる鉛直層での雲量を用い、マキシマムオーバーラップ・中層雲量、 (長澤 2008)を仮定して算出する。下層と中層の境界となる気圧を地上気圧×0.85とし、中層下層雲量、と上層の境界となる気圧を下層と中層の境界の気圧×0.8と 500 hPa の小さい方とする(地上会無が 1000 hPa の場合、境界はそれぞれ 850 hPa と 500 hPa となるう。全雲量は上層雲・中層雲・下層雲・下層雲からマキシマムオーバーラップ (長澤 2008)を仮定して算出する。   気圧面   ジオボテンシャル高度である。ただし、重力加速度は一定値を用いる。モデル面各層から鉛直内挿して算出する。気圧面が地上気圧より低い場合は温度減率 5 K km ⁻¹ で鉛直外挿する。   東西風と南北風の2成分。モデル面各層から鉛直内挿して算出し、高度が標高より低い場合は温度減率 5 K km ⁻¹ で鉛直外挿する。   東京風と南北風の2成分。モデル面各層がら鉛直内挿して算出し、高度が標高より低い場合は温度減率 5 K km ⁻¹ で鉛直外挿する。   東京風と南北の名層が表面の鉛直成分及び密度を用いて算出する。モデル面各層で算出した鉛直り速度を内挿し、高度が標高より低い場合はモデル面最下層の値を与える。なお、初期値において風の鉛直成分をゼロとして計算を行っているため、初期値における上昇流はゼロとしている。   水に対する飽和水蒸気量を考慮する。-15℃ 以下では氷に対する飽和水蒸気量を表。0℃ 以上相対温度	海面更正気圧				
風 (2008a)、草開 (2012) も参照のこと。  高度 1.5 m の値として接地境界層の安定度を考慮して算出する。原 (2008a)、草開 (2012) も参照のこと。  相対湿度	地上気圧				
照のこと。 相対湿度	風				
照のこと。 時間降水量 対象となる予報時刻の1時間前から予報時刻まで積算した値。 (メソ)  積算降水量	気温				
横算降水量 (局地)  まず、部分凝結スキーム (原 2008b)を用いて、モデル面各鉛直層で各層における雲量を算出する。続いて、上層・中層・下層に含まれる鉛直層での雲量を用い、マキシマムオーバーラップ・中層雲量、 (長澤 2008)を仮定して算出する。下層と中層の境界となる気圧を地上気圧×0.85とし、中層下層雲量、 と上層の境界となる気圧を下層と中層の境界の気圧×0.8と 500 hPa の小さい方とする(地上気圧が 1000 hPa の場合、境界はそれぞれ 850 hPa と 500 hPa となる)。全雲量は上層雲・中層雲・下層雲からマキシマムオーバーラップ (長澤 2008)を仮定して算出する。 気圧面が 1000 hPa の場合、境界はそれぞれ 850 hPa と 500 hPa となる)。全雲量は上層雲・中層雲・下層雲からマキシマムオーバーラップ (長澤 2008)を仮定して算出する。 気圧面が 地上気圧より低い場合は温度減率 5 K km ⁻¹ で鉛直外挿する。 東西風と南北風の 2 成分。モデル面各層から鉛直内挿して算出し、高度が標高より低い場合はモデル面最下層の値を与える。 モデル面各層から鉛直内挿して算出し、高度が標高より低い場合はモデル面長下層の値を与える。 鉛直 p 速度であり数値予報モデルの予報変数である風の鉛直成分及び密度を用いて算出する。モデル面各層で算出した鉛直 p 速度を内挿し、高度が標高より低い場合はモデル面最下層の値を与える。なお、初期値において風の鉛直成分をゼロとして計算を行っているため、初期値における上昇流はゼロとしている。 水に対する飽和水蒸気量を考慮する。-15 ℃ 以下では水に対する飽和水蒸気量を、0 ℃ 以上 では水に対する飽和水蒸気量を、15 ℃ 以下では水に対する飽和水蒸気量をそれぞれ用いる。	相対湿度				
(局地)  まず、部分凝結スキーム (原 2008b)を用いて、モデル面各鉛直層で各層における雲量を算出する。続いて、上層・中層・下層に含まれる鉛直層での雲量を用い、マキシマムオーバーラップ中層雲量、(長澤 2008)を仮定して算出する。下層と中層の境界となる気圧を地上気圧×0.85とし、中層下層雲量、と上層の境界となる気圧を下層と中層の境界の気圧×0.8と500 hPaの小さい方とする(地上気圧が 1000 hPaの場合、境界はそれぞれ850 hPaと500 hPaとなる)。全雲量は上層雲・中層雲・下層雲からマキシマムオーバーラップ(長澤 2008)を仮定して算出する。 気圧面  高度  ジオポテンシャル高度である。ただし、重力加速度は一定値を用いる。モデル面各層から鉛直内挿して算出する。気圧面が地上気圧より低い場合は温度減率5 K km ⁻¹ で鉛直外挿する。東西風と南北風の2成分。モデル面各層から鉛直内挿して算出し、高度が標高より低い場合はモデル面最下層の値を与える。  気温  上昇流  ・東西風をで勢出した鉛直り速度を内挿し、高度が標高より低い場合はモデル面最下層の値を与える。  ・モデル面各層で算出した鉛直り速度を内挿し、高度が標高より低い場合はモデル面表層の値を与える。  ・モデル面各層で算出した鉛直り速度を内挿し、高度が標高より低い場合はモデル面表下層の値を与える。なお、初期値において風の鉛直成分をゼロとして計算を行っているため、初期値における上昇流はゼロとしている。  ・米に対する飽和水蒸気量を考慮する。-15 ℃以下では氷に対する飽和水蒸気量を、0 ℃以上では水に対する飽和水蒸気量を、15 ℃ へ0 ℃ では両者を線形内挿した値をそれぞれ用いる。	時間降水量(メソ)	対象となる予報時刻の1時間前から予報時刻まで積算した値。			
上層雲量、	積 算 降 水 量 ( 局地)	予報初期時刻から対象となる予報時間まで積算した値。			
中層雲量、 (長澤 2008)を仮定して算出する。下層と中層の境界となる気圧を地上気圧×0.85とし、中層下層雲量、 と上層の境界となる気圧を下層と中層の境界の気圧×0.8と 500 hPa の小さい方とする(地上気圧が 1000 hPa の場合、境界はそれぞれ 850 hPaと 500 hPaとなる)。全雲量は上層雲・中層雲・下層雲からマキシマムオーバーラップ(長澤 2008)を仮定して算出する。  気圧面  高度 ジオポテンシャル高度である。ただし、重力加速度は一定値を用いる。モデル面各層から鉛直内挿して算出する。気圧面が地上気圧より低い場合は温度減率 5 K km ⁻¹ で鉛直外挿する。  風 東西風と南北風の 2 成分。モデル面各層から鉛直内挿して算出し、高度が標高より低い場合はモデル面最下層の値を与える。  モデル面各層から鉛直内挿して算出し、高度が標高より低い場合は温度減率 5 K km ⁻¹ で鉛直外挿する。  会温 鉛直 p 速度であり数値予報モデルの予報変数である風の鉛直成分及び密度を用いて算出する。モデル面各層で算出した鉛直 p 速度を内挿し、高度が標高より低い場合はモデル面最下層の値を与える。なお、初期値において風の鉛直成分をゼロとして計算を行っているため、初期値における上昇流はゼロとしている。  氷に対する飽和水蒸気量を考慮する。−15 ℃ 以下では氷に対する飽和水蒸気量を、0 ℃ 以上では水に対する飽和水蒸気量を 考慮する。−15 ℃ 以下では水に対する飽和水蒸気量を、0 ℃ 以上		まず、部分凝結スキーム (原 2008b)を用いて、モデル面各鉛直層で各層における雲量を算出す			
下層雲量、 と上層の境界となる気圧を下層と中層の境界の気圧×0.8と500 hPaの小さい方とする(地上	上層雲量、	る。続いて、上層・中層・下層に含まれる鉛直層での雲量を用い、マキシマムオーバーラップ			
全雲量 気圧が 1000 hPa の場合、境界はそれぞれ 850 hPa と 500 hPa となる)。全雲量は上層雲・中層雲・下層雲からマキシマムオーバーラップ (長澤 2008)を仮定して算出する。  気圧面 高度 ジオポテンシャル高度である。ただし、重力加速度は一定値を用いる。モデル面各層から鉛直内挿して算出する。気圧面が地上気圧より低い場合は温度減率 5 K km ⁻¹ で鉛直外挿する。 風 東西風と南北風の 2 成分。モデル面各層から鉛直内挿して算出し、高度が標高より低い場合はモデル面最下層の値を与える。  気温 モデル面各層から鉛直内挿して算出し、高度が標高より低い場合は温度減率 5 K km ⁻¹ で鉛直外挿する。  4 鉛直 p 速度であり数値予報モデルの予報変数である風の鉛直成分及び密度を用いて算出する。モデル面各層で算出した鉛直 p 速度を内挿し、高度が標高より低い場合はモデル面最下層の値を与える。なお、初期値において風の鉛直成分をゼロとして計算を行っているため、初期値における上昇流はゼロとしている。  また対する飽和水蒸気量を考慮する。−15 ℃ 以下では氷に対する飽和水蒸気量を、0 ℃ 以上相対湿度 では水に対する飽和水蒸気量を、−15 ℃ ~0 ℃ では両者を線形内挿した値をそれぞれ用いる。	中層雲量、	(長澤 2008)を仮定して算出する。下層と中層の境界となる気圧を地上気圧×0.85とし、中層			
<ul> <li>         展雲・下層雲からマキシマムオーバーラップ (長澤 2008)を仮定して算出する。</li> <li>         気圧面         <ul> <li>高度</li> <li>ジオポテンシャル高度である。ただし、重力加速度は一定値を用いる。モデル面各層から鉛直内挿して算出する。気圧面が地上気圧より低い場合は温度減率5 K km⁻¹ で鉛直外挿する。</li> </ul> </li> <li>             風 東西風と南北風の2成分。モデル面各層から鉛直内挿して算出し、高度が標高より低い場合はモデル面最下層の値を与える。</li> </ul> <li>             気温</li>	下層雲量、				
高度 ジオポテンシャル高度である。ただし、重力加速度は一定値を用いる。モデル面各層から鉛直内挿して算出する。気圧面が地上気圧より低い場合は温度減率5 K km ⁻¹ で鉛直外挿する。  風 東西風と南北風の2成分。モデル面各層から鉛直内挿して算出し、高度が標高より低い場合はモデル面最下層の値を与える。  気温 モデル面各層から鉛直内挿して算出し、高度が標高より低い場合は温度減率5 K km ⁻¹ で鉛直外挿する。  公温 野速度であり数値予報モデルの予報変数である風の鉛直成分及び密度を用いて算出する。モデル面各層で算出した鉛直p速度を内挿し、高度が標高より低い場合はモデル面最下層の値を与える。なお、初期値において風の鉛直成分をゼロとして計算を行っているため、初期値における上昇流はゼロとしている。  水に対する飽和水蒸気量を考慮する。−15 ℃ 以下では氷に対する飽和水蒸気量を、0 ℃ 以上相対湿度 では水に対する飽和水蒸気量を、−15 ℃ ~0 ℃ では両者を線形内挿した値をそれぞれ用いる。	全雲量				
内挿して算出する。気圧面が地上気圧より低い場合は温度減率 5 K km ⁻¹ で鉛直外挿する。  東西風と南北風の 2 成分。モデル面各層から鉛直内挿して算出し、高度が標高より低い場合は モデル面最下層の値を与える。  気温  モデル面各層から鉛直内挿して算出し、高度が標高より低い場合は温度減率 5 K km ⁻¹ で鉛直外挿する。  鉛直 p 速度であり数値予報モデルの予報変数である風の鉛直成分及び密度を用いて算出する。 モデル面各層で算出した鉛直 p 速度を内挿し、高度が標高より低い場合はモデル面最下層の値を与える。なお、初期値において風の鉛直成分をゼロとして計算を行っているため、初期値における上昇流はゼロとしている。  氷に対する飽和水蒸気量を考慮する。−15 ℃ 以下では氷に対する飽和水蒸気量を、0 ℃ 以上相対湿度  相対湿度	気圧面				
風 モデル面最下層の値を与える。  気温 モデル面各層から鉛直内挿して算出し、高度が標高より低い場合は温度減率 5 K km ⁻¹ で鉛直外挿する。  鉛直 p 速度であり数値予報モデルの予報変数である風の鉛直成分及び密度を用いて算出する。 モデル面各層で算出した鉛直 p 速度を内挿し、高度が標高より低い場合はモデル面最下層の値を与える。なお、初期値において風の鉛直成分をゼロとして計算を行っているため、初期値における上昇流はゼロとしている。  水に対する飽和水蒸気量を考慮する。−15 ℃ 以下では氷に対する飽和水蒸気量を、0 ℃ 以上 では水に対する飽和水蒸気量を、−15 ℃ ~0 ℃ では両者を線形内挿した値をそれぞれ用いる。	高度	ジオポテンシャル高度である。ただし、重力加速度は一定値を用いる。モデル面各層から鉛直内挿して算出する。気圧面が地上気圧より低い場合は温度減率 $5~{ m K~km^{-1}}$ で鉛直外挿する。			
<ul> <li>外挿する。</li> <li>出直 p 速度であり数値予報モデルの予報変数である風の鉛直成分及び密度を用いて算出する。 モデル面各層で算出した鉛直 p 速度を内挿し、高度が標高より低い場合はモデル面最下層の値を与える。なお、初期値において風の鉛直成分をゼロとして計算を行っているため、初期値における上昇流はゼロとしている。</li> <li>水に対する飽和水蒸気量を考慮する。-15 ℃ 以下では氷に対する飽和水蒸気量を、0 ℃ 以上 では水に対する飽和水蒸気量を、-15 ℃ ~0 ℃ では両者を線形内挿した値をそれぞれ用いる。</li> </ul>	風	モデル面最下層の値を与える。			
上昇流 モデル面各層で算出した鉛直 p 速度を内挿し、高度が標高より低い場合はモデル面最下層の値を与える。なお、初期値において風の鉛直成分をゼロとして計算を行っているため、初期値における上昇流はゼロとしている。 水に対する飽和水蒸気量を考慮する。−15 ℃ 以下では氷に対する飽和水蒸気量を、0 ℃ 以上相対湿度 では水に対する飽和水蒸気量を、−15 ℃ ~0 ℃ では両者を線形内挿した値をそれぞれ用いる。	気温	モデル面各層から鉛直内挿して算出し、高度が標高より低い場合は温度減率 $5~{ m K~km^{-1}}$ で鉛直外挿する。			
上昇流 を与える。なお、初期値において風の鉛直成分をゼロとして計算を行っているため、初期値における上昇流はゼロとしている。 水に対する飽和水蒸気量を考慮する。 $-15$ $^{\circ}$ 以下では氷に対する飽和水蒸気量を、 $0$ $^{\circ}$ 以上相対湿度 では水に対する飽和水蒸気量を、 $-15$ $^{\circ}$ $^{\circ}$ では両者を線形内挿した値をそれぞれ用いる。	上昇流	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·			
を与える。なお、初期値において風の鉛直成分をゼロとして計算を行っているため、初期値における上昇流はゼロとしている。 水に対する飽和水蒸気量を考慮する。 $-15$ $^{\circ}$ 以下では氷に対する飽和水蒸気量を、 $0$ $^{\circ}$ 以上相対湿度 では水に対する飽和水蒸気量を、 $-15$ $^{\circ}$ $^{\circ}$ では両者を線形内挿した値をそれぞれ用いる。		モデル面各層で算出した鉛直 p 速度を内挿し、高度が標高より低い場合はモデル面最下層の値			
水に対する飽和水蒸気量を考慮する。 $-15$ $^{\circ}$ 以下では氷に対する飽和水蒸気量を、 $0$ $^{\circ}$ 以上相対湿度 では水に対する飽和水蒸気量を、 $-15$ $^{\circ}$ $^{\circ}$ では両者を線形内挿した値をそれぞれ用いる。		を与える。なお、初期値において風の鉛直成分をゼロとして計算を行っているため、初期値に			
相対湿度 では水に対する飽和水蒸気量を、 $-15^{\circ}$ では両者を線形内挿した値をそれぞれ用いる。		おける上昇流はゼロとしている。			
	相対湿度	氷に対する飽和水蒸気量を考慮する。 $-15$ $^{\mathbb{C}}$ 以下では氷に対する飽和水蒸気量を、 $0$ $^{\mathbb{C}}$ 以上			
モデル面各層から内挿し、高度が標高より低い場合は最下層の値を与える。		では水に対する飽和水蒸気量を、 $-15^\circ$ $\sim 0^\circ$ では両者を線形内挿した値をそれぞれ用いる。			
		モデル面各層から内挿し、高度が標高より低い場合は最下層の値を与える。			

# 参考文献

草開浩, 2012: 地表面過程. 数値予報課報告・別冊第58号, 気象庁予報部, 29-41.

中川雅之, 2012: 雲過程. 数値予報課報告・別冊第58号, 気象庁予報部, 70-75.

長澤亮二, 2008: 放射過程. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 149-165.

原旅人, 2008a: 地上物理量診断. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 181-184.

原旅人, 2008b: 部分凝結スキーム. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 133-137.

#### 数値予報研修テキストで用いた表記と統計的検証に用いる代表的な指標* 付録D

本テキストで使用した表記と統計的検証に用いる代 表的な指標などについて以下に説明する。

#### D.1 研修テキストで用いた表記

#### D.1.1 時刻の表記について

本テキストでは、時刻を表記する際に、通常国内で用 いられている日本標準時 (JST: Japan Standard Time) のほかに、協定世界時 (UTC: Coordinated Universal Time)を用いている。数値予報では国際的な観測デー タの交換やプロダクトの利用等の利便を考慮して、時 刻は UTC で表記されることが多い。JST は UTC に 対して9時間進んでいる。

#### D.1.2 分解能の表記について

本テキストでは、全球モデルの分解能について、xxを 水平方向の切断波数、yyを鉛直層数として、"TxxLyy"1 と表記することがある。また、セミラグランジアンモデ ルで線形格子 (北川 2005) を用いる場合は "TLxxLyy"² と表記する。北緯 30 度において、TL959 は約 20 km 格子、TL479 は約 40 km 格子、TL319 は約 55 km 格 子、TL159 は約 110 km 格子に相当する。

#### D.1.3 予測時間の表記について

数値予報では、統計的な検証や事例検証の結果を示 す際に、予報対象時刻のほかに、初期時刻からの経過 時間を予報時間 (FT: Forecast Time³)として表記して いる。

本テキストでは、予報時間を

「予報時間」=「予報対象時刻」-「初期時刻」 で定義し、例えば、6時間予報の場合、FT=6と表記 しており、時間の単位 [h] を省略している。

# D.1.4 アンサンブル予報の表記について

アンサンブル予報では、複数の予測の集合(アンサ ンブル)を統計的に処理し、確率予測等の資料を作成 する。本テキストでは、予測の集合の平均を「アンサ ンブル平均」、個々の予測を「メンバー」と呼ぶ。ま た、摂動を加えているメンバーを「摂動ラン」、摂動を 加えていないメンバーを「コントロールラン」と呼ぶ。

# D.1.5 緯度、経度の表記について

本テキストでは、緯度、経度について、アルファベッ トを用いて例えば「北緯40度、東経130度」を「40°N、 130°E」、「南緯 40 度、西経 130 度」を「40°S, 130°W」 などと略記する。

#### D.2 統計的検証に用いる代表的な指標

# D.2.1 平均誤差、二乗平均平方根誤差、誤差の標準 偏差、改善率

予測誤差を表す基本的な指標として、平均誤差(ME: Mean Error、バイアスと表記する場合もある)と二乗 平均平方根誤差 4(RMSE: Root Mean Square Error) がある。これらは次式で定義される。

$$ME \equiv \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (x_i - a_i)$$
 (D.2.1)

RMSE 
$$\equiv \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (x_i - a_i)^2}$$
 (D.2.2)

ここで、N は標本数、 $x_i$  は予測値、 $a_i$  は実況値である (実況値は客観解析値、初期値や観測値が利用されるこ とが多い)。ME は予測値の実況値からの偏りの平均で あり、0に近いほど平均的な状態の実況からのずれが 小さいことを示す。RMSE は最小値の 0 に近いほど予 測が実況に近いことを示す。また、北半球平均等、広 い領域に対して格子点値による平均をとる場合は、格 子点が代表する面積重みをかけて算出する場合がある。

RMSE は ME の寄与とそれ以外を分離して、

$$RMSE^2 = ME^2 + \sigma_e^2$$
 (D.2.3)

$$\sigma_e^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (x_i - a_i - ME)^2$$
 (D.2.4)

と表すことができる。 $\sigma_e$  は誤差の標準偏差である。 本テキストでは、予測に改良を加えた際の評価指標 として、RMSE の改善率 (%) を用いる場合がある。 RMSEの改善率は次式で定義される。

$$RMSE 改善率 \equiv \frac{RMSE_{cntl} - RMSE_{test}}{RMSE_{cntl}} \times 100 \text{ (D.2.5)}$$

( RMSE 改善率 < 100)

ここで、RMSE_{cntl} は基準となる予測の、RMSE_{test} は 改良を加えた予測の RMSE である。

#### D.2.2 アノマリー相関係数

アノマリー相関係数 (ACC: Anomaly Correlation Coefficient)とは、予測値の基準値からの偏差(アノ マリー)と実況値の基準値からの偏差との相関係数で

^{*} 西本 秀祐

¹ T は三角形 (Triangular) 波数切断、L は層 (Level) を意味

² TLのLは線形 (Linear) 格子を意味する。

³ Forecast Range などと記述されることが多い。

⁴ 気象庁 HP http://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/ kensho/explanation.htmlと表記を統一するため、昨年度 までの研修テキストでの表記 (平方根平均二乗誤差) から変 更した。

あり、次式で定義される。

$$ACC \equiv \frac{\sum_{i=1}^{N} (X_i - \overline{X}) (A_i - \overline{A})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N} (X_i - \overline{X})^2 \sum_{i=1}^{N} (A_i - \overline{A})^2}}$$
$$(-1 \le ACC \le 1) \quad (D.2.6)$$

ただし、

$$X_i = x_i - c_i, \quad \overline{X} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} X_i$$
 (D.2.7)

$$A_i = a_i - c_i, \qquad \overline{A} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} A_i$$
 (D.2.8)

である。ここで、N は標本数、 $x_i$  は予測値、 $a_i$  は実況値、 $c_i$  は基準値である。基準値としては気候値を用いる場合が多い。アノマリー相関係数は予測と実況の基準値からの偏差の相関を示し、基準値からの偏差の増減のパターンが完全に一致している場合には最大値の1をとり、相関が全くない場合には0 をとり、逆に完全にパターンが反転している場合には最小値の-1 をとる。なお、アノマリー相関係数や付録0 D.2.1 の平均誤差、二乗平均平方根誤差の関係は、梅津ほか (2013) に詳しい。

#### D.2.3 スプレッド

スプレッドは、アンサンブル予報のメンバーの広がりを示す指標であり、次式で定義される。

スプレッド 
$$\equiv \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} \left( \frac{1}{M} \sum_{m=1}^{M} (x_{mi} - \overline{x_i})^2 \right)}$$
 (D.2.9)

ここで、M はアンサンブル予報のメンバー数、N は標本数、 $x_{mi}$  は m 番目のメンバーの予測値、 $\overline{x_i}$  は

$$\overline{x_i} \equiv \frac{1}{M} \sum_{m=1}^{M} x_{mi} \tag{D.2.10}$$

で定義されるアンサンブル平均である。

#### D.3 カテゴリー検証で用いる指標

カテゴリー検証では、まず、対象となる現象の有無を予測と実況それぞれについて判定し、その結果により標本を分類する。そして、それぞれのカテゴリーに分類された事例数を基に、予測の特性を検証するという手順を踏む。

# D.3.1 分割表

分割表は、カテゴリー検証においてそれぞれのカテゴリーに分類された事例数を示す表(表 D.3.1)であ

る。付録 D.3.2から D.3.12に示す各スコアは、表 D.3.1 に示される各区分の事例数を用いて定義される。また、以下では全事例数を  $N=\mathrm{FO}+\mathrm{FX}+\mathrm{XO}+\mathrm{XX}$ 、実況「現象あり」の事例数を  $M=\mathrm{FO}+\mathrm{XO}$ 、実況「現象なし」の事例数を  $X=\mathrm{FX}+\mathrm{XX}$ と表す。

表 D.3.1 カテゴリー検証で用いる分割表。FO, FX, XO, XX はそれぞれの事例数を示す。

		実況		計
		あり	なし	п
予測	あり	適中 (FO)	空振り (FX)	FO+FX
	なし	見逃し (XO)	適中 (XX)	XO+XX
計		M	X	N

#### D.3.2 適中率

適中率は、予測が適中した割合であり、次式で定義される。

適中率 
$$\equiv \frac{\text{FO} + \text{XX}}{N} \quad (0 \le$$
 適中率  $\le 1) \quad (\text{D.3.1})$ 

最大値の1に近いほど予測の精度が高いことを示す。

#### D.3.3 空振り率

空振り率は、予測「現象あり」の事例数に対する空振り(予測「現象あり」かつ実況「現象なし」)の割合であり、次式で定義される。

空振り 率 
$$\equiv \frac{FX}{FO + FX}$$
  $(0 \le 空振り 率 \le 1)$  (D.3.2)

最小値の0に近いほど空振りが少ないことを示す。 本テキストでは分母をFO+FXとしているが、代わり にNとして定義する場合もある。

## D.3.4 見逃し率

見逃し率は、実況「現象あり」の事例数に対する見逃し(実況「現象あり」かつ予測「現象なし」)の割合であり、次式で定義される。

見逃し率 
$$\equiv \frac{\text{XO}}{M}$$
 (0  $\leq$  見逃し率  $\leq$  1) (D.3.3)

最小値の0に近いほど見逃しが少ないことを示す。 本テキストでは分母をMとしているが、代わりにNとして定義する場合もある。

#### D.3.5 捕捉率

捕捉率 ( $H_r$ : Hit Rate) は、実況「現象あり」のときに予測が適中した割合であり、次式で定義される。

$$H_r \equiv \frac{\text{FO}}{M} \quad (0 \le H_r \le 1) \tag{D.3.4}$$

最大値 1 に近いほど見逃しが少ないことを示す。捕捉率は、ROC 曲線(付録 D.4.5)のプロットに用いられる。

#### D.3.6 体積率

体積率 ( $V_r$ : Volume Rate) は、全事例のうち予測の「現象あり」の事例の割合を示す。

$$V_r \equiv \frac{\text{FO} + \text{FX}}{N} \tag{D.3.5}$$

複数の予測の捕捉率が等しい場合、体積率が小さい予 測ほど空振りが少ないよい予測と言える。

#### D.3.7 誤検出率

誤検出率  $(F_r$ : False Alarm Rate) は、実況「現象なし」のときに予測が外れた割合である。空振り率 (D.3.3)とは分母が異なり、次式で定義される。

$$F_r \equiv \frac{\text{FX}}{X} \quad (0 \le F_r \le 1) \tag{D.3.6}$$

最小値の0に近いほど、空振0が少なく予測の精度が高いことを示す。誤検出率は捕捉率(付録D.3.5)とともにROC曲線(付録D.4.5)のプロットに用いられる。

#### D.3.8 バイアススコア

バイアススコア (BI: Bias Score) は、実況「現象あり」の事例数に対する予測「現象あり」の事例数の比であり、次式で定義される。

$$BI \equiv \frac{FO + FX}{M} \quad (0 \le BI) \tag{D.3.7}$$

予測と実況で「現象あり」の事例数が一致する場合に1となる。1より大きいほど予測の「現象あり」の頻度が過大、1より小さいほど予測の「現象あり」の頻度が過小であることを示す。

#### D.3.9 気候学的出現率

現象の気候学的出現率 $P_c$ は、標本から見積もられる 現象の平均的な出現確率であり、次式で定義される。

$$P_c \equiv \frac{M}{N} \quad (0 \le P_c \le 1) \tag{D.3.8}$$

この量は実況のみから決まり、予測の精度にはよらない。予測の精度を評価する際の基準値の設定にしば しば用いられる。

### D.3.10 スレットスコア

スレットスコア (TS: Threat Score) は、予測または 実況で「現象あり」の場合の予測適中事例数に着目し て予測精度を評価する指標であり、次式で定義される。

$$TS \equiv \frac{FO}{FO + FX + XO} \quad (0 \le TS \le 1) \qquad (D.3.9)$$

出現頻度の低い現象( $N\gg M$ 、したがって、 $XX\gg FO$ , FX, XOとなって、予測「現象なし」による寄与だけで適中率が1に近い現象)について XX の影響を除いて検証するのに有効である。本スコアは最大値の1に

近いほど予測の精度が高いことを示す。なお、スレットスコアは現象の気候学的出現率の影響を受けやすく、 異なる標本や出現率の異なる現象に対する予測の精度 を比較するのには適さない。この問題を緩和するため、 次項のエクイタブルスレットスコアなどが考案されている。

#### D.3.11 エクイタブルスレットスコア

エクイタブルスレットスコア (ETS: Equitable Threat Score) は、前項のスレットスコアが現象の気候学的出現率の影響を受けやすいため、気候学的な確率で「現象あり」が適中した頻度を除いて求めたスレットスコアであり、次式で定義される (Schaefer 1990)。

$$ETS \equiv \frac{FO - S_f}{FO + FX + XO - S_f} \quad \left(-\frac{1}{3} \le ETS \le 1\right)$$
(D.3.10)

ただし、

$$S_f = P_c(\text{FO} + \text{FX}) \tag{D.3.11}$$

である。ここで、 $P_c$  は現象の気候学的出現率(付録 D.3.9)、 $S_f$  は「現象あり」をランダムに FO+FX 回予 測した場合(ランダム予測)の「現象あり」の適中事例 数である。本スコアは、最大値の 1 に近いほど予測の精度が高いことを示す。また、ランダム予測で 0 となり、FO=XX=0, FX=XO=N/2 の場合に最小値 -1/3 をとる。

# D.3.12 スキルスコア

スキルスコア (Skill Score) は気候学的確率などによる予測の難易を取り除いて、予測の技術力を評価する指数であり、一般に次式のように定義される。

スキルスコア 
$$\equiv \frac{S_{fcst} - S_{ref}}{S_{nfct} - S_{ref}}$$
 (D.3.12)

ここで、 $S_{fcst}$ ,  $S_{pfct}$ ,  $S_{ref}$  は、評価対象の予測・完全予測・比較の基準となる予測(気候学的確率など)の各スコア(適中率)である。本スコアは、最大値の1に近いほど予測の精度が高いことと示し、比較の基準となる予測よりも精度が劣る場合、負の値となる。

代表的なスキルスコアは Heidke のスキルスコア (HSS: Heidke Skill Score) で、気候学的な確率で「現象あり」および「現象なし」が適中した頻度を除いて求める適中率であり、次式で定義される。

$${\rm HSS} \equiv \frac{{\rm FO} + {\rm XX} - S}{N-S} \quad (-1 \leq {\rm HSS} \leq 1) \ ({\rm D.3.13})$$

ただし、

$$S = Pm_c(\text{FO} + \text{FX}) + Px_c(\text{XO} + \text{XX}),$$
 
$$Pm_c = \frac{M}{N}, \quad Px_c = \frac{X}{N} \quad \text{(D.3.14)}$$

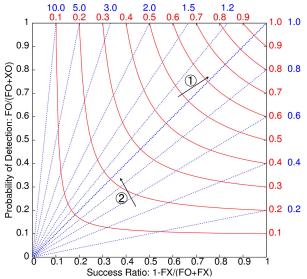


図 D.3.1 POD-SR ダイアグラムの模式図。横軸は 1-空振り 率、縦軸は捕捉率、青の破線はバイアススコアの、赤の実 線はスレットスコアの各等値線。

である。ここで、 $Pm_c$ は「現象あり」、 $Px_c$ は「現象なし」の気候学的出現率(付録 D.3.9)、Sは「現象あり」を FO+FX 回(すなわち、「現象なし」を残りの XO+XX 回) ランダムに予測した場合(ランダム予測)の適中事例数である。HSS は、最大値 1 に近づくほど精度が高く、ランダム予測で 0となり、FO=XX=0、FX=XO=N/2 の場合に最小値 -1 をとる。

また、前項のエクイタブルスレットスコアもスキルス コアの一つで、Gilbert Skill Score とも呼ばれている。

#### D.3.13 POD-SR ダイアグラム

Roebber (2009) はカテゴリ 検証による複数のスコア(捕捉率、空振り率、バイアススコア、スレットスコア)を一つのグラフに表す方法を考案した。検証結果を縦軸に捕捉率 (Hit Rate = POD: Probability Of Detection)、横軸に 1- 空振り率 (SR: Success Ratio)をとってプロットすると、捕捉率と空振り率から BIと TS が計算できるため、等値線を目安にバイアススコアとスレットスコアも確認できるグラフとなる(図D.3.1)。本テキストでは、これを POD-SR ダイアグラムと呼ぶ。各スコアが1に近づくほど(グラフの右上へ近づくほど)、良い予測となる。このグラフでは4つのスコアを一目で確認でき、予測特性の変化を把握しやすい。特に、バイアススコアとスレットスコアの変化を捕捉率と空振り率の変化で説明することが容易となる。

例えば、図 D.3.1 の ① のようにスコアが変化する場合、捕捉率、空振り率、バイアススコア、スレットスコアのいずれも改善となる。これに対し ② の場合には、一見 ① と同様にバイアススコア、スレットスコアとも改善しているが、空振り率が増加している。空振り率

が大きいにもかかわらず、バイアススコア・スレットスコアが改善している理由は、捕捉率の増加の割合が空振り率の増加に比べて大きいためである。このように①と②ではいずれもバイアススコアとスレットスコアがともに改善しているが、本グラフを用いることで予測の変化傾向の違い(捕捉率と空振り率の変化の違い)が一目で確認できる。

# D.4 確率予測に関する指標など

#### D.4.1 ブライアスコア

ブライアスコア (BS: Brier Score) は、確率予測の統計検証の基本的指標である。ある現象の出現確率を対象とする予測について、次式で定義される。

BS 
$$\equiv \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (p_i - a_i)^2 \quad (0 \le BS \le 1) \quad (D.4.1)$$

ここで、 $p_i$  は確率予測値(0から1)、 $a_i$  は実況値(現象ありで1、なしで0)、N は標本数である。BS は完全に適中する決定論的な( $p_i$ =0または1の)予測(完全予測と呼ばれる)で最小値の0をとり、0に近いほど予測の精度が高いことを示す。また、現象の気候学的出現率  $P_c = M/N($  付録 D.3.9) を常に確率予測値とする予測(気候値予測と呼ばれる)のブライアスコア  $BS_c$  は

$$BS_c \equiv P_c(1 - P_c) \tag{D.4.2}$$

となる。ブライアスコアは、現象の気候学的出現率の影響を受けるため、異なる標本や出現率の異なる現象に対する予測の精度を比較するのには適さない。例えば上の  $BS_c$  は  $P_c$  依存性を持ち、同じ予測手法(ここでは気候値予測)に対しても  $P_c$  の値に応じて異なる値をとる (Stanski et al. 1989)。この問題を緩和するため、次項のブライアスキルスコアが考案されている。

#### D.4.2 ブライアスキルスコア

ブライアスキルスコア (BSS: Brier Skill Score) は、ブライアスコアに基づくスキルスコアであり、通常気候値予測を基準とした予測の改善の度合いを示す。本スコアは、ブライアスコア BS、気候値予測によるブライアスコア BS_cを用いて

$$BSS \equiv \frac{BS_c - BS}{BS_c} \quad (BSS \le 1) \tag{D.4.3}$$

で定義され、完全予測で 1、気候値予測で 0、気候値予 測より 誤差が大きいと負となる。

#### D.4.3 Murphy の分解

Murphy (1973) は、ブライアスコアと予測の特性との関連を理解しやすくするため、ブライアスコアを信頼度 (Reliability)、分離度 (Resolution)、不確実性 (Uncertainty) の 3 つの項に分解した。これを Murphy の分解と呼ぶ(高野 2002 などに詳しい)。

確率予測において、確率予測値を L 個の区間に分け、標本を確率予測値の属する区間に応じて分類することを考える。確率予測値が l 番目の区間に属する標本数を  $N_l$   $(N=\sum_{l=1}^L N_l)$ 、このうち実況が「現象あり」であった事例数を  $M_l$   $(M=\sum_{l=1}^L M_l)$ 、確率予測値の l 番目の区間の区間代表値を  $p_l$  とすると、Murphy の分解によりブライアスコアは以下のように表される。

BS = 信頼度 - 分離度 + 不確実性 (D.4.4)

信頼度 = 
$$\sum_{l=1}^{L} \left( p_l - \frac{M_l}{N_l} \right)^2 \frac{N_l}{N}$$
 (D.4.5)

分離度 = 
$$\sum_{l=1}^{L} \left( \frac{M}{N} - \frac{M_l}{N_l} \right)^2 \frac{N_l}{N}$$
 (D.4.6)

不確実性 = 
$$\frac{M}{N} \left( 1 - \frac{M}{N} \right)$$
 (D.4.7)

信頼度は、確率予測値  $(p_l)$  と実況での現象の出現相対頻度  $(M_l/N_l)$  が一致すれば最小値の 0 となる。分離度は、確率予測値に対応する実況での現象の出現相対頻度  $(M_l/N_l)$  が気候学的出現率  $(P_c=M/N)$  から離れているほど大きい値をとる。不確実性は、現象の気候学的出現率のみによって決まり、予測の手法にはよらない。例えば、 $P_c=0.5$  の場合に不確実性は最大値の 0.25 をとる。また、不確実性= $BS_c$  が成り立つ。これらを用いて、ブライアスキルスコアを次のように書くことができる。

$$BSS = \frac{\text{$\widehat{D}$ at $g$} - \text{$\widehat{E}$ at $g$}}{\text{$\widehat{T}$ at $g$} + \text{$\widehat{E}$}}$$
(D.4.8)

#### D.4.4 確率值別出現率図

確率値別出現率図(Reliability Diagram, Attributes Diagram とも呼ばれる)は、予測された現象出現確率  $P_{\rm fcst}$ を横軸に、実況で現象が出現した相対頻度  $P_{\rm obs}$ を縦軸にとり、確率予測の特性を示した図である(図 D.4.1 参照、Wilks 2011 などに詳しい)。一般に、確率 予測の特性は確率値別出現率図上で曲線として表される。この曲線を信頼度曲線 (Reliability curve)と呼ぶ。

信頼度曲線の特性は、Murphyの分解(付録 D.4.3) の信頼度、分離度と関連付けることができる。横軸  $P_{\rm fcst}$  の各値について、信頼度(あるいは分離度)への寄与は、信頼度曲線上の点から対角線  $P_{\rm obs} = P_{\rm fcst}$  上の点(あるいは直線  $P_{\rm fcst} = P_c$  上の点)までの距離の二乗として表現される。 $P_{\rm fcst}$  の各値でのこれらの寄与を、標本数に比例する重みで平均して信頼度(あるいは分離度)が得られる。例えば、no-skill line(直線  $P_{\rm obs} = (P_{\rm fcst} + P_c)/2$ )上の点では、信頼度と分離度への寄与は等しい大きさを持ち、ブライアスキルスコアへの寄与が 0となる。また no-skill line と直線  $P_{\rm fcst} = P_c$  との間の領域(分離度への寄与 > 信頼度への寄与、図 D.4.1 灰色の領域)内に位置する点は、ブライアスキルスコアに正の寄与を持つ。

特別な場合として、気候値予測(付録 D.4.1)では 1 点  $(P_{\rm fcst}, P_{\rm obs}) = (P_c, P_c)$ が信頼度曲線に対応する。また、次の 2 つの特性を示す確率予測は精度が高い。

- 信頼度曲線が対角線に(信頼度への寄与が最小値の0に)近い。
- 信頼度曲線上の大きい標本数に対応する点が点  $(P_{\text{fcst}}, P_{\text{obs}}) = (P_c, P_c)$  (気候値予測)から離れた位置(確率値別出現率図の左下または右上寄り)に分布する(分離度が大きい)。

# D.4.5 ROC 曲線、ROC 面積、ROC 面積スキルス

確率予測では、現象の予測出現確率にある閾値を設 定し、これを予測の「現象あり」「現象なし」を判定す る基準とすることが可能である。様々な閾値それぞれ について作成した分割表を基に、閾値が変化したとき の  $F_r$ - $H_r$  平面(ここで、 $F_r$  は誤検出率(付録 D.3.7)、  $H_r$  は捕捉率(付録 D.3.5)) 上の軌跡をプロットした ものが ROC 曲線(ROC curve: Relative Operating Characteristic curve、相対作用特性曲線)である(図 D.4.2 参照、高野 2002 などに詳しい)。平面内の左上方 の領域では $H_r > F_r$ であり、平面の左上側に膨らんだ ROC曲線特性を持つ確率予測ほど精度が高いものと見 なせる。したがって、ROC 曲線から下の領域(図 D.4.2 灰色の領域)の面積(ROCA: ROC area、ROC 面積) は、情報価値の高い確率予測ほど大きくなる。ROC 面 積スキルスコア (ROCASS: ROC Area Skill Score) は、 情報価値のない予測  $(H_r = F_r)$  を基準として ROC 面

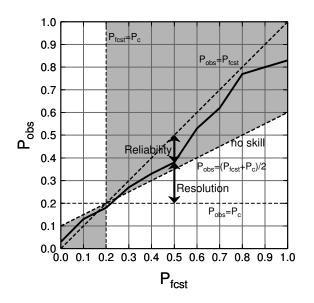


図 D.4.1 確率値別出現率図の模式図。横軸は予測現象出現確率、縦軸は実況現象出現相対頻度、実線が信頼度曲線である。対角線、直線  $P_{\rm obs}=P_c$  との差の二乗がそれぞれ信頼度 (Reliability)、分離度 (Resolution)への寄与に対応している。灰色の領域内の点はブライアスキルスコアに正の寄与を持つ。

積を評価するものであり、次式で定義される。

$$ROCASS \equiv 2(ROCA - 0.5) \quad (-1 \le ROCASS \le 1)$$
(D.4.9)

本スコアは、完全予測で最大値の1をとる。また、情報価値のない予測(例えば、区間[0,1]から一様ランダムに抽出した値を確率予測値とする予測など)では0となる。

#### D.4.6 CRPS

CRPS (Continuous Ranked Probability Score) は、確率予測の統計検証の指標の1つである。連続物理量xに対する CRPS は次式で定義される。

$$CRPS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} \int_{-\infty}^{\infty} \left[ P_i(x) - A_i(x) \right]^2 dx$$

$$(0 \le CRPS) \qquad (D.4.10)$$

ここで、N は標本数、 $P_i$  と  $A_i$  はそれぞれ予測と実況の累積分布関数であり、次式で定義される。

$$P_i(x) = \int_{-\infty}^x \rho_i(x') dx'$$
 (D.4.11)

$$A_i(x) = H\left(x - a_i\right) \tag{D.4.12}$$

ここで、 $\rho_i$  は予測された確率密度関数、 $a_i$  は実況値、H(x) は階段関数である。

$$H(x) = \begin{cases} 0 & x < 0 \\ 1 & x \ge 0 \end{cases}$$
 (D.4.13)

CRPS は完全に適中する決定論的な予測で最小値 0 をとり、0 に近いほど予測の精度が高いことを示す。単位は物理量 x と同じである。

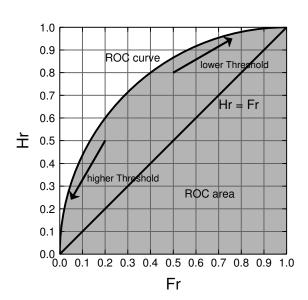


図 D.4.2 ROC 曲線の模式図。横軸は  $F_r$ 、縦軸は  $H_r$  である。灰色の領域の面積が ROC 面積である。

また、物理量xが閾値t以下となる現象の確率予測に対するブライアスコアをBS(t)とおくと、

$$CRPS = \int_{-\infty}^{\infty} BS(t)dt$$
 (D.4.14)

の関係がある。

# 参考文献

梅津浩典, 室井ちあし, 原旅人, 2013: 検証指標. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 6-15.

北川裕人, 2005: 全球・領域・台風モデル. 平成 17 年度 数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 38-43.

高野清治, 2002: アンサンブル予報の利用技術. 気象研究ノート, **201**, 73–103.

Murphy, A. H., 1973: A new vector partition of the probability score. J. Appl. Meteor., 12, 595–600.

Roebber, P. J., 2009: Visualizing Multiple Measures of Forecast Quality. Wea. Forecasting, 24, 601–608.

Schaefer, J. T., 1990: The critical success index as an indicator of warning skill. *Wea. Forecasting*, **5**, 570–575.

Stanski, H. R., L. J. Wilson, and W. R. Burrows, 1989: Survey of common verification methods in meteorology. Research Rep., 89-5, Forecast Research Division, Atmospheric Envirnment Service, Environment Canada, 114 pp.

Wilks, D. S., 2011: Statistical Methods in the Atmospheric Sciences, International Geophysical, Vol. 100. Academic Press, 334-340 pp.

# 平成 29 年度数値予報研修テキスト 平成 29 年 11 月 17 日発行

編 集 気象庁予報部 数値予報課

〒 100-8122 東京都千代田区大手町 1-3-4

発 行 気象庁予報部

Copyright © 気象庁予報部 2017 Printed in Japan 著作権法で定める範囲を超えて、無断で転載または複写 することを禁止します。